
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION WASHINGTON D.C.



BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI

IN NAPOLI

VOLUME LXXVII - 1968

PARTE PRIMA

PUBBLICATO SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE



NAPOLI
STABILIMENTO TIPOGRAFICO G. GENOVESE
Pallonetto S. Chiara, 22
1969

NORME PER LA STAMPA DI NOTE NEL BOLLETTINO DELLA SOCIETÀ

Art. 1. — La stampa delle note è subordinata all'approvazione da parte del Comitato di Redazione che è costituito da tre membri designati dal Consiglio Direttivo nel suo ambito e dal Redattore del Bollettino. Il Comitato di Redazione qualora lo giudichi necessario ha facoltà di chiedere il parere consultivo di altri soci.

Art. 2. — I testi delle note devono essere consegnati, dattiloscritti al Redattore nella stessa Tornata o Assemblea in cui vengono comunicati. Solo per gli allegati (figure, carte, tavole, ecc.) è consentita la deroga dalla presente disposizione, ma fino ad un mese dalla data di presentazione della nota. Trascorso tale periodo s'intende scaduto il diritto per la stampa e la nota deve essere ripresentata in altra Tornata o Assemblea.

Art. 3. — Ogni anno i soci hanno diritto a 10 pagine di stampa, gratuite, o al loro equivalente, oltre a 50 estratti senza copertina. Tale diritto non è cedibile nè cumulabile.

Art. 4. — Con le prime bozze la Tipografia invierà al Redattore il preventivo di spesa per la stampa nel Bollettino e per gli estratti, questi lo comunicherà all'Autore per la parte di spesa che lo riguarda.

Art. 5. — L'Autore restituirà con le prime bozze, gli originali ed il preventivo di spesa per la stampa, sottoscritto per conferma ed accettazione, indicando il numero di estratti a pagamento desiderati, l'indirizzo a cui dovrà essere fatta la spedizione e l'intestazione della fattura relativa alle spese di stampa del periodico e degli estratti. Nel caso che l'ordine provenga da un Istituto Universitario o da altro Ente, l'ordine deve essere sottoscritto dal Direttore.

Art. 6. — Modifiche ed aggiunte apportate agli originali nel corso della correzione delle bozze (correzione d'Autore), comportano un aggravio di spesa, specialmente quando richiedono la ricomposizione di lunghi tratti del testo o spostamenti nell'impaginazione. Tali spese saranno addebitate all'Autore.

Art. 7. — Le bozze devono essere restituite al Redattore entro 15 giorni. Il ritardo comporta lo spostamento della nota relativa nell'ordine di stampa sul Bollettino; per questo motivo la numerazione delle pagine sarà provvisoria anche nelle ultime bozze e quella definitiva sarà apposta su esse a cura e sotto la responsabilità della Tipografia.

Art. 8. — A cura del Redattore in calce ad ogni lavoro sarà indicata: la data di consegna effettiva del dattiloscritto e la data di restituzione delle ultime bozze.

Art. 9. — Al fine di facilitare il computo della estensione della composizione tipografica dei lavori è necessario che il testo venga presentato dattiloscritto in cartelle di 25 righe, ciascuna con 60 battute.

Art. 10. — L'Autore indicherà in calce al dattiloscritto l'Istituto o l'Ente presso cui il lavoro è stato compiuto e l'eventuale Ente finanziatore della stampa e delle ricerche.

Art. 11. — Le note saranno accompagnate da due riassunti, da cui si possa ricavare chiaramente la parte sostanziale del lavoro. Uno dei due riassunti sarà in italiano e l'altro preferibilmente in inglese.

Art. 12. — Vengono ammesse alla pubblicazione sul Bollettino anche Note di Autori non soci, purchè presentate da due soci e preventivamente sottoposte per l'approvazione al Comitato di Redazione. La stampa di tali Note sarà a totale carico degli Autori.

Art. 13. — I caratteri disponibili per la stampa sono i seguenti: maiuscolo ═══ maiuscoletto ═══, corsivo ———, tondo; in corpo 10 e corpo 8. L'Autore potrà avanzare proposte mediante le sottolineature convenzionali prima riportate. La scelta definitiva dei caratteri è di competenza del Redattore.

Art. 14. — Nel dattiloscritto si raccomanda di indicare con doppia sottolineatura (maiuscoletto) i nomi degli Autori e con la sottolineatura semplice (corsivo) i titoli dei lavori nella bibliografia, i nomi scientifici latini ed i termini stranieri.

Art. 15. — Le illustrazioni che corredano il testo saranno accompagnate da brevi esaurienti didascalie nelle stesse lingue dei riassunti.

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI

IN NAPOLI

VOLUME LXXVII - 1968

PARTE PRIMA

PUBBLICATO SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE



NAPOLI
Stabilimento Tipografico G. Genovese
Pallonetto S. Chiara, 22
1969

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 3-34, 7 figg., 1 tab., 6 tavv.

I foraminiferi di alcuni campioni di fondo prelevati lungo la costa di Beirut (Libano)

Nota del Socio MARIA MONCHARMONT ZEI

(Tornata del 23 febbraio 1968)

Résumé. — Les foraminifères de 5 prises de fond, récoltés près de Beyrouth (Liban) de 11 à 246 m de profondeur, ont été étudiés. Les espèces trouvées, en nombre de 183, distribuées en 42 familles, on été reportées dans une table selon leur distribution en pourcentage pour les divers echantillons. La composition en pourcent des associations, la distribution verticale des taxa plus représentatifs, ont été reportés en diagrammes. Une comparaison avec d'autres microfaunes de la Méditerranée a permis d'interessantes observations écologiques pour un certain nombre d'espèces trouvées.

Summary. — The foraminifera from 5 bottom samples collected near Beyrouth (Liban), from 11 to 246 m depth, were studied: 183 species, belonging to 43 families, were found, and a table with their percentual distribution build up. The percentual composition of the associations, the vertical distribution of the more representative taxa are also reported in several diagrams. A comparation with other mediterranean microfaunes allowed interesting ecological observations for some of the species.

Introduzione.

In occasione di un corso di biologia marina organizzato dalla M.A.M.B.O (Mediterranean Association of Marine Biology and Oceanology) e tenuto a Beirut presso l'Università Americana tra la fine di agosto e la prima decade di settembre 1965, il dott. G. Bonaduce della Stazione Zoologica di Napoli raccolse una serie di campioni di fondo lungo la costa libanese. La posizione delle stazioni fu determinata con bussola magnetica ed ecosonda ed i prelievi furono fatti

con un campionatore a ganasce e con una draga da pesca. Cinque dei campioni raccolti sono stati presi in considerazione per lo studio degli ostracodi (dott. G. Bonaduce) e dei foraminiferi.

I campioni n. 1 e n. 2 furono prelevati per mezzo del campionatore a ganascia di fronte all'Università americana di Beirut rispettivamente alle profondità di 246 m e 75 m. I campioni n. 3, n. 4 e n. 5 furono invece raccolti con la draga ad ovest di Nahr el Kelb alle profondità di 11 m, 27 m e 54 m. Tutti i campioni sono stati lavati con setaccio da 200 mesh, partendo da un volume standard di 25 cm^3.

Il residuo è stato suddiviso in frazioni mediante microsplitter. Dalle frazioni sono stati isolati e contati tutti i foraminiferi presenti e per ciascuna specie è stata calcolata la percentuale in rapporto al totale della rispettiva popolazione. Nella tabella 1 è riportato l'elenco comprensivo di tutte le specie rinvenute, con le percentuali con cui esse sono presenti nei diversi campioni. Le percentuali inferiori allo 1% son indicate con ×.

Descrizione dei campioni.

Campione n. 3. Nahr el Kelb.

Profondità: 11 m.

Natura del sedimento: Sabbia calcarea giallastra, con bassa percentuale di fango, costituita da elementi arrotondati e molto ricca di resti di organismi.

Peso del residuo secco: gr. 6.

Il residuo è prevalentemente costituito, in ordine decrescente di frequenza, da frammenti arrotondati e levigati di corallinacee, di molluschi, di echinodermi, di briozoi; in buono stato di conservazione, ma poco frequenti, sono gli ostracodi ed i foraminiferi.

Per l'analisi quantitativa è stato utilizzato 1/4 del residuo, da cui sono stati isolati 325 individui appartenenti a 26 specie. Si tratta di un'associazione esclusivamente bentonica e molto specializzata in cui la quasi totalità dei foraminiferi presenti hanno guscio calcareo. Gli arenacei infatti sono rappresentati unicamente dalla *Textularia conica* con il 2%. Il 69% della fauna è costituito dalla famiglia *Amphisteginidae*; *Amphistegina madagascariensis* è la specie predominante, ne sono stati raccolti 211 individui pari al 65% dell'intera fauna. Seguono, in ordine decrescente di frequenza, le *Miliolidae* (10%) fra cui la specie più frequente è *Sigmoilina ovata*; le *Soritidae* (7%) con le due specie *Peneroplis planatus* e *P. pertusus*; le *Nummulitidae* con l'unica specie *Heterostegina antillarum*.

Campione n. 4. Nahr el Kelb.

Profondità: 27 m.

Natura del sedimento: Sabbia calcarea giallastra, con bassa percentuale di fango, costituita da elementi arrotondati e molto ricca di detriti organogeni.

Peso del residuo secco: gr. 5.

Il residuo è molto simile a quello del campione n. 3, vi si nota però una maggiore frequenza di foraminiferi.

È stato esaminato 1/8 del residuo ottenuto dal lavaggio, da cui sono stati isolati 427 individui di cui solo 3 planctonici. La fauna è un po' più varia di quella del campione precedente (n. 3), in essa sono state infatti riscontrate 45 specie appartenenti a 16 famiglie di cui 3 nettamente prevalenti. La famiglia predominante è quella delle *Miliolidae* (45%), con *Sigmoilina ovata* come specie più frequente (23% dell'intera microfauna); seguono le *Amphisteginidae* in cui ri-



Fig. 1. — Ubicazione dei campioni (indicati dai numeri nei cerchietti).

scontriamo, rispetto al camp. n. 3, una notevole riduzione dell'*Amphistegina madagascariensis* (11%) mentre l'*Amph. radiata* ha raddoppiato la propria frequenza (8%). Le *Soritidae* sono diventate

più numerose (15%) con le due specie *Peneroplis pertusus* e *P. planatus* aventi pressocchè la stessa frequenza. Gli arenacei, ancora molto scarsi, sono rappresentati unicamente da *Textulariidae.*

Campione n. 5. Nahr el Kelb.
Profondità: 54 m.
Natura del sedimento: fango giallo-bruno misto a sabbia.
Peso del residuo secco: gr. 3.

Il residuo è quasi completamente costituito da briozoi, frammenti di molluschi (1), di echinodermi, numerosi foraminiferi ed ostracodi. È stato esaminato 1/8 del residuo, da cui sono stati isolati 831 foraminiferi di cui 34 planctonici. La fauna, più varia delle precedenti, comprende 78 specie appartenenti a 26 famiglie. Le *Miliolidae* pur restando la famiglia prevalente, sono notevolmente diminuite (19%) a vantaggio delle *Nubeculariidae* che raggiungono in questo campione la loro più alta frequenza specialmente per l'abbondanza di *Spiroloculina grata.* In regresso sono le *Amphisteginidae* e soprattutto le *Soritidae* mentre l'*Heterostegina antillarum* raggiunge qui la sua più alta percentuale. Gli arenacei, finora scarsamente rappresentati, cominciano a mostrare una discreta frequenza ad opera specialmente della *Textularia calva* che è la specie più abbondante. L'*Asterigerinata mamilla*, già discretamente frequente alla profondità di 27 m, qui rappresenta da sola il 10% della fauna. Ben rappresentate sono ancora le famiglie *Discorbidae* (9%), *Cibicididae* (7%), *Elphididae* (5%) ed *Eponididae* (4%).

Campione n. 2. Ras Muker Ben.
Profondità: 75 m.
Natura del sedimento: Fango giallo-bruno misto a poca sabbia.
Peso del residuo secco: gr. 1,5.

Il residuo è per la massima parte costituito da tubicini di serpulidi, briozoi, frammenti di molluschi e di echinodermi, foraminiferi ed ostracodi.

---

(1) Fra i resti di molluschi sono state rinvenute due piccole conchiglie di *Parastrophia* (fam. *Caecidae*), che credo possano riferirsi alla specie *P. garganica* da me istituita nel 1954 su materiale proveniente dalla « scogliera a *Cladocora caespitosa* » della Punta delle Pietre Nere (Foggia). (Boll. Soc. Naturalisti in Napoli, 63, 1954).

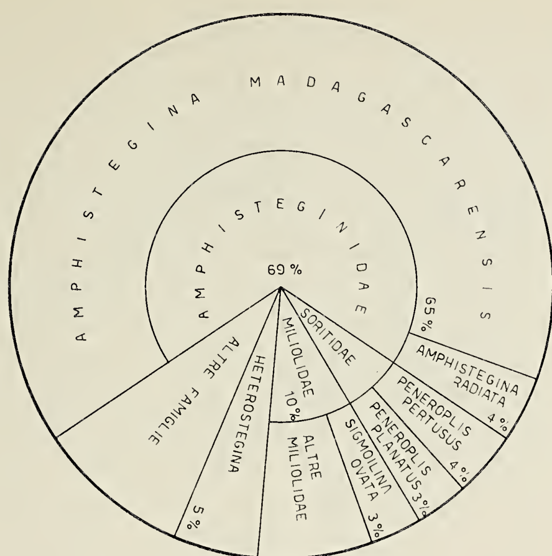


Fig. 2. — Composizione percentuale dell'associazione nel campione n. 3 - profondità 11 m.

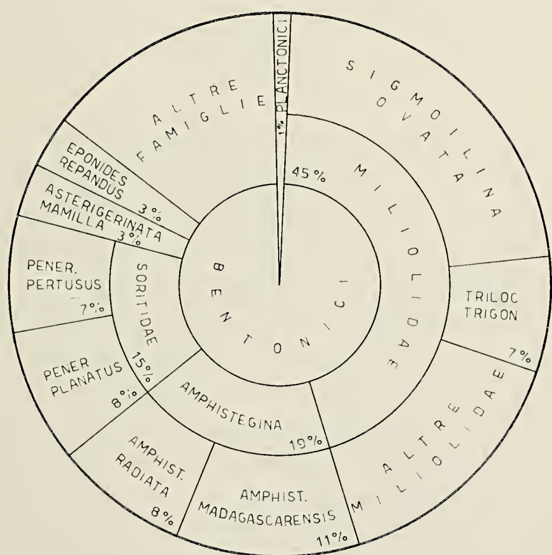


Fig. 3. — Composizione percentuale dell'associazione nel campione n. 4 - profondità 27 m.

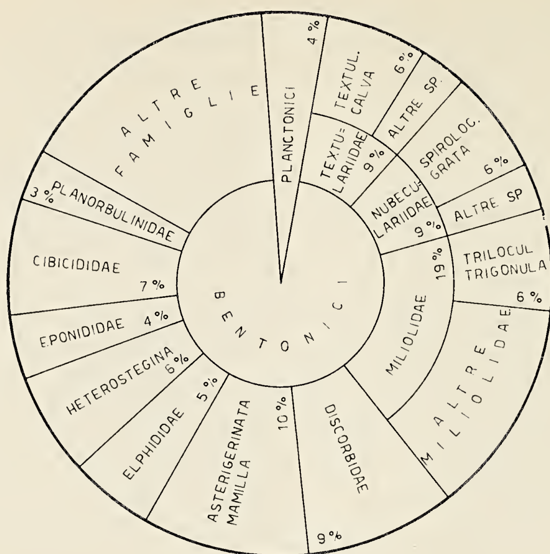


Fig. 4. — Composizione percentuale dell'associazione nel campione n. 5 - profondità 55 m.

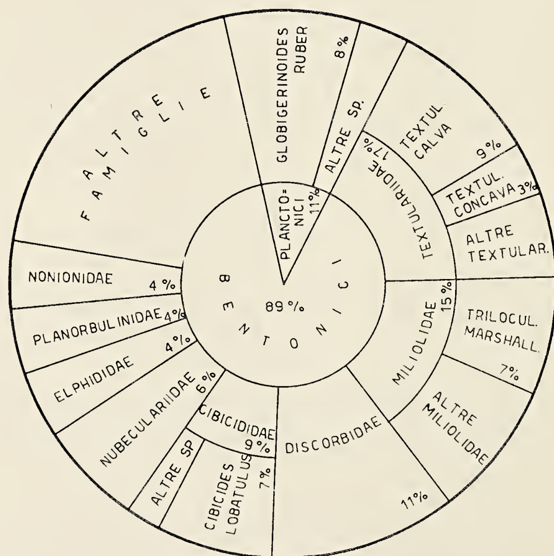


Fig. 5. — Composizione percentuale dell'associazione nel campione n. 2 - profondità 75 m.

È stato esaminato 1/8 del residuo da cui sono stati isolati 714 foraminiferi di cui 83 planctonici. Sono presenti 28 famiglie con 90 specie. I planctonici rappresentano l'11% della microfauna, con una netta dominanza di *Globigerinoides ruber*. Nel benthos, abbastanza vario, notiamo che le forme arenacee sono ancora in aumento sia quantitativamente che specificamente; interessante è la presenza di grossi frammenti di *Rabdammina* sp. e di *Bdelloidina* sp. Le famiglie meglio rappresentate sono *Textulariidae*, *Miliolidae*, *Discorbidae* e *Cibicididae* che costituiscono complessivamente i due terzi dell'associazione bentonica; le specie predominanti sono *Textularia calva*, *Triloculina marshallana*, *Cibicides lobatulus*. Notiamo ancora una contrazione degli *Elphididae* a cui corrisponde un incremento dei *Nonionidae*. Le *Nubeculariidae* diminuiscono come numero d'individui ma presentano una maggiore varietà di specie. Nel complesso la microfauna pur conservando i caratteri di un'associazione costiera, presenta la comparsa di qualche forma tipica di acque più profonde (*Bolivina alata*, *Cassidulina crassa*, *Pyrgo anomala*, *Biloculinella globula*, *Nodophthalmidium antillarum*).

Campione n. 1. Ras Minat el Hosn.
Profondità: 246 m.
Natura del sedimento: Fango giallo-bruno.
Peso del residuo secco: gr. 0,1.

Il residuo è prevalentemente costituito da foraminiferi, ostracodi, conchiglie di pteropodi, radioli di echinidi, spicole di spugne.

È stato esaminato 1/2 del residuo da cui sono stati isolati 902 individui di cui 145 planctonici, pari al 16%. La microfauna comprendente 113 specie e 31 famiglie, presenta le seguenti caratteristiche: la percentuale degli arenacei si è abbassata rispetto a quella del campione precedentemente esaminato (15%), ma osservando l'andamento delle singole famiglie si nota che mentre le *Textulariidae* si sono ridotte di numero, sono invece aumentate le *Lituolidae* e compaiono per la prima volta *Saccamminidae*, *Trochamminidae* ed *Ataxophragmidae*. Le *Miliolidae* presentano una frequenza dell'8%, con prevalenza dei generi *Sigmoilina*, *Triloculina*, *Miliolinella*, *Biloculinella;* le Quinqueloculine sono in evidente riduzione sia quantitativamente che specificamente. Le *Nodosaridae* sono diventate più varie e più numerose anche se non superano la percentuale del 3,5%. La

Bolivina alata, precedentemente già presente, raggiunge qui la percentuale del 6%. Un incremento è mostrato anche dalle *Cassidulinidae*, fra cui compare *Cassidulina laevigata carinata*. Ancora ben rappresentate sono le *Discorbidae* con *Tretomphalus concinnus* e *Valvulineria bradyana*. Fra le *Nonionidae* è presente, con una frequenza del 5%,

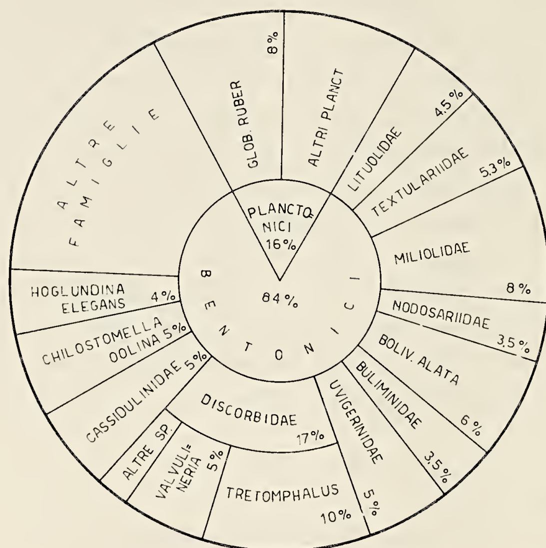
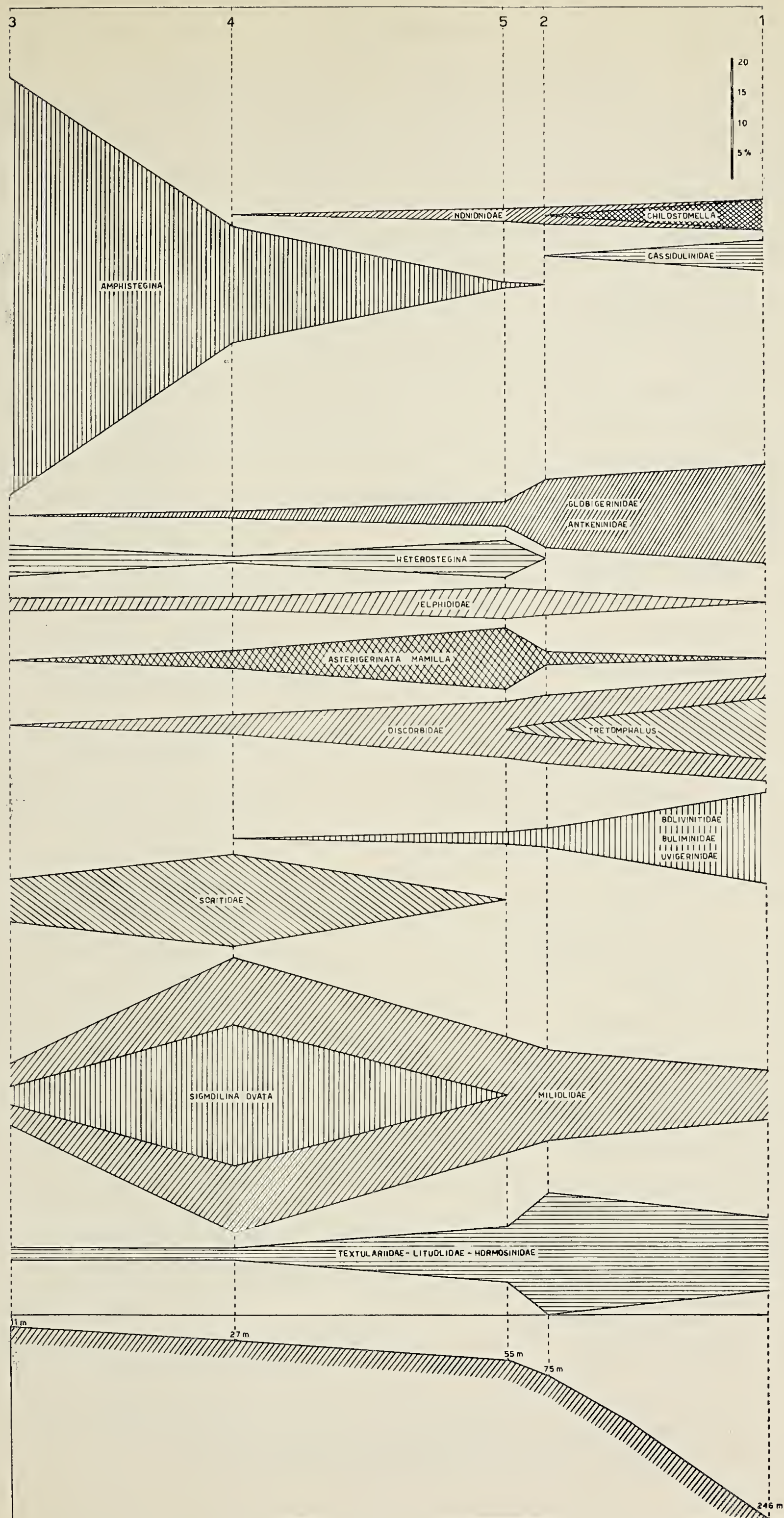


Fig. 6. — Composizione percentuale dell'associazione nel campione n. 1 - profondità 246 m.

Chilostomella oolina. Si nota infine la comparsa delle *Buliminidae* (3,5%), presenti con cinque specie, fra cui la più abbondante è *Bulimina costata*. Altre forme esclusive di questo campione sono le *Uvigerinidae* (5%), *Gyroidina altiformis*, *G. umbonata*, *Höglundina elegans* (4%), *Robertina bradyi* e *R. subterens*.

Fig. 7. — Profilo batimetrico dei fondali in cui sono stati prelevati i campioni e distribuzione percentuale delle famiglie, dei generi e delle specie ecologicamente più significative.



3
4
5
2
1
20
15
10
5%
NONIONIDAE
CHILOSTOMELLA
CASSIDULINIDAE
AMPHISTEGINA
GLOBIGERINIDAE
ANTKENINIDAE
HETEROSTEGINA
ELPHIDIIDAE
ASTERIGERINATA MAMILLA
DISCORBIDAE
TRETOMPHALUS
BOLIVINITIDAE
BULIMINIDAE
UVIGERINIDAE
SORITIDAE
SIGMOILINA OVATA
MILIOLIDAE
TEXTULARIIDAE - LITUOLIDAE - HORMOSINIDAE
11 m
27 m
55 m
75 m
246 m

TABELLA 1.

Elenco delle specie e loro percentuali (*)

Campioni	3	4	5	2	1
Profondità in metri	11	27	55	75	246
Popolazione totale	1300	3416	6648	5712	1804
Fam. ASTRORHIZIDAE					
Rabdammina sp.				×	×
Fam. SACCAMMINIDAE					
Psammosphaera fusca Schulze					×
Fam. AMMODISCIDAE					
Ammodiscus minutissimus Cushman e Mc Culloch		×			
Fam. HORMOSINIDAE					
Reophax atlantica (Cushman)				1	1
Reophax scorpiurus Montfort			×	1	1
Fam. LITUOLIDAE					
Haplophragmoides columbiense evolutum Cushman e Mc Culloch			×	×	
Alveophragmium nitidum (Goës)				×	2
Alveophragmium scitulum (Brady)					×
Ammotium cassis (Parker)					×
Ammoscalaria pseudospiralis (Williamson)			×	×	2
Ammoscalaria tenuimargo (Brady)					×
?*Bdelloidina* sp.				×	
Fam. TEXTULARIIDAE					
Spiroplectammina wrighti (Silvestri)			×	2	1
Textularia agglutinans d'Orbigny		×	×	2	
Textularia calva Lalicker		1	6	9	4
Textularia conica d'Orbigny	2	×	1	1	
Textularia gramen d'Orbigny			×		
Siphotextularia concava (Karrer)			1	3	×
Bigenerina nodosaria d'Orbigny				×	×
Fam. TROCHAMMINIDAE					
Trochammina globigeriniformis (Parker e Jones)					×
Trochammina nana (Brady)					×
Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (Brady)					×
Fam. ATAXOPHRAGMIDAE					
Eggerella propinqua (Brady)					1
Clavulina crustata (Cushman)					×

(*) I numeri indicano le percentuali di ciascuna specie rispetto alla popolazione totale; con × vengono indicate le percentuali inferiori all'1%.

(*continuaz. tab. 1*)

Campioni	3	4	5	2	1
Profondità in metri	11	27	55	75	246
Popolazione totale	1300	3416	6648	5712	1804
Fam. FISCHERINIDAE					
Cyclogyra carinata (Costa)					×
Cyclogyra foliacea (Philippi)				×	
Cyclogyra involvens Reuss				×	×
Fam. NUBECULARIIDAE					
Nubecularia lucifuga Defrance					×
Ophthalmidium acutimargo (Brady)					×
Spiroloculina antillarum d'Orbigny			×	×	×
Spiroloculina canaliculata d'Orbigny				1	×
Spiroloculina communis Cushman e Tood				×	×
Spiroloculina excavata d'Orbigny			1	×	×
Spiroloculina grata Terquem		×	6	2	1
Spiroloculina grata angulata Cushman			1	×	1
Spiroloculina grateloupi d'Orbigny		×	×		
Spiroloculina ornata d'Orbigny				×	
Spiroloculina perforata d'Orbigny					×
Planispiroides bucculentus (Brady)				1	
Nodophthalmidium antillarum (Cushman)				×	×
Vertebralina striata d'Orbigny		×	1	×	×
Fam. MILIOLIDAE					
Quinqueloculina agglutinans d'Orbigny		1			
Quinqueloculina bicostata d'Orbigny			×		
Quinqueloculina bradyana Cushman		1	1	1	×
Quinqueloculina candeiana d'Orbigny		1		×	
Quinqueloculina contorta d'Orbigny			×	×	
Quinqueloculina costata d'Orbigny	1	2	1		
Quinqueloculina disparilis d'Orbigny		×	1	1	
Quinqueloculina duthiersi Schlumberger	×		1	×	
Quinqueloculina elegans d'Orbigny				×	
Quinqueloculina intricata Terquem			2		
Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny	2	2			
Quinqueloculina padana Perconig					1
Quinqueloculina parkeri (Brady)					×

(*continuaz. tab. 1*)

Campioni	3	4	5	2	1
Profondità in metri	11	27	55	75	246
Popolazione totale	1300	3416	6648	5712	1804
Quinqueloculina pulchella d'Orbigny				×	×
Quinqueloculina radiosa Terquem		1	×		
Quinqueloculina seminulum (Linneo)		2			×
Quinqueloculina seminulum jugosa Silvestri		1			
Quinqueloculina stelligera Schlumberger		1	1		
Quinqueloculina undulata d'Orbigny		×	×	×	×
Quinqueloculina vulgaris d'Orbigny			×	×	
Massilina secans d'Orbigny			×		
Pyrgo anomala (Schlumberger)				×	×
Pyrgoella sphaera (d'Orbigny)					×
Sigmoilina elliptica Galloway e Wissler					×
Sigmoilina ovata Sidebottom	3	23			
Sigmoilopsis schlumbergeri (Silvestri)			1	1	2
Triloculina carinata d'Orbigny	×				
Triloculina cuneata Karrer	1		2	×	
Triloculina marshallana Todd				7	×
Triloculina oblonga (Montagu)		1			
Triloculina subgranulata Cushman		1	×		×
Triloculina tricarinata d'Orb.					×
Triloculina trigonula (Lamarck)	2	7	6		
Miliolinella sublineata (Brady)		×	×	×	
Miliolinella subrotunda (Montagu)			×	2	2
Biloculinella cylindrica Todd					×
Biloculinella globula (Bornemann)				×	×
Biloculinella inflata (Wright)					×
Biloculinella labiata (Schlumberger)					×
Nummoloculina contraria (d'Orbigny)					×
Hauerina bradyi Cushman	1	1			
Articulina mucronata (d'Orb.)			1	×	×
Parrina bradyi (Millett)					×
Fam. SORITIDAE					
Peneroplis pertusus (Forskal)	4	7	×		×
Peneroplis planatus (Fichtel e Moll)	3	8			

(*continuaz. tab. 1*)

Campioni	3	4	5	2	1
Profondità in metri	11	27	55	75	246
Popolazione totale	1300	3416	6648	5712	1804
Peneroplis proteus d'Orbigny		×	×		×
Sorites marginalis (Lamarck)	×			×	
Fam. NODOSARIIDAE					
Amphicoryna scalaris (Batsch)			×	×	2
Astacolus crepidulus (Fichtel e Moll)					×
Dentalina filiformis (d'Orbigny)					×
Lenticulina cultrata (Montfort)					×
Lenticulina gibba (d'Orbigny)			×		
Lenticulina limbosa (Reuss)			×		×
Lenticulina orbicularis (d'Orbigny)			×		
Lenticulina peregrina (Schwager)					×
Lenticulina rotulata (Lamarck)					×
Marginulina glabra d'Orbigny				×	×
Fam. POLYMORPHINIDAE					
Globulina gibba (d'Orbigny)	×				
Fam. GLANDULINIDAE					
Glandulina laevigata d'Orbigny				×	
Oolina exagona (Williamson)					×
Oolina montagui (Alcock)			×		
Fissurina fasciata (Egger)				×	
Fissurina marginata (Montagu)					×
Fissurina pseudorbignyana (Buchner)			×	×	×
Fam. SPHAEROIDINIDAE					
Sphaeroidina bulloides d'Orbigny					1
Fam. BOLIVINITIDAE					
Bolivinita costifera Cushman					×
Bolivina alata (Seguenza)				×	6
Bolivina attica Parker					×
Fam. ISLANDIELLIDAE					
Cassidulinoides tenuis Phleger e Parker					1

(*continuaz. tab. 1*)

Campioni	3	4	5	2	1
Profondità in metri	11	27	55	75	246
Popolazione totale	1300	3416	6648	5712	1804
Fam. BULIMINIDAE					
Bulimina costata d'Orbigny					3
Bulimina gibba Fornasini					×
Bulimina marginata d'Orbigny					×
Globobulimina affinis (d'Orbigny)					×
Globobulimina perversa (Cushman)					×
Reussella spinulosa (Reuss)			2	3	
Fam. UVIGERINIDAE					
Uvigerina bermudezi Acosta					1
Uvigerina mediterranea Hofker					4
Fam. DISCORBIDAE					
Discorbis mira Cushman		1			
Gavelinopsis praegeri (Heron Allen e Earland)				×	1
Neoconorbina patelliformis (Brady)		1	1		×
Neoconorbina terquemi (Rzehak)			3	2	×
Rosalina bradyi (Cushman)		1	4	1	×
Rosalina globularis d'Orbigny				2	×
Rosalina vilardeboana d'Orbigny				×	
Tretomphalus concinnus (Brady)			1	2	7
Tretomphalus planus Cushman				×	3
Valvulineria bradyana (Fornasini)				2	5
Valvulineria minuta Parker					×
Fam. SIPHONINIDAE					
Siphonina reticulata (Czjzek)			×	1	×
Fam. ASTERIGERINIDAE					
Asterigerinata mamilla (Williamson)	×	3	10	2	
Fam. SPIRILLINIDAE					
Spirillina denticulata Brady	×		×		
Spirillina vivipara Ehrenberg			×		×
Spirillina vivipara runiana Heron Allen e Earland			×		
Fam. ROTALIIDAE					
Ammonia beccarii (Linneo)	×		×	×	
Ammonia beccarii tepida Cush.				×	

(*continuaz. tab. 1*)

Campioni	3	4	5	2	1
Profondità in metri	11	27	55	75	246
Popolazione totale	1300	3416	6648	5712	1804
Fam. CALCARINIDAE					
Calcarina calcar d'Orbigny					×
Fam. ELPHIDIDAE					
Elphidium advenum (Cushman)		×	1	1	
Elphidium crispum (Linneo)	2	2	3	×	
Elphidium decipiens (Costa)				2	
Elphidium macellum (Fichtel e Moll)		×		×	×
Elphidium poeyanum (d'Orbigny)			×	×	
Parrellina verriculata (Brady)			1		
Fam. NUMMULITIDAE					
Heterostegina antillarum d'Orbigny	5	1	6		
Fam. ANTKENINIDAE					
Hastigerina aequilateralis (Brady)				×	×
Hastigerina pelagica (d'Orbigny)					×
Fam. GLOBIGERINIDAE					
Globigerina bulloides d'Orbigny			×	1	2
Globigerinoides conglobatus (Brady)			×	2	2
Globigerinoides elongatus (d'Orbigny)					1
Globigerinoides ruber (d'Orbigny)		1	3	8	8
Globigerinoides trilobus (Reuss)			1	×	1
Orbulina universa d'Orb.				×	×
Fam. EPONIDIDAE					
Eponides frigidus granulatus di Napoli	×	×	2	1	
Eponides repandus (Fichtel e Moll)	×	3	2	1	
Fam. AMPHISTEGINIDAE					
Amphistegina madagascariensis d'Orbigny	65	11	×		
Amphistegina radiata (Fichtel e Moll)	4	8	1	×	1
Fam. CIBICIDIDAE					
Cibicides boueanus (d'Orbigny)	×		3	2	1
Cibicides lobatulus (Walker e Jacob)		1	4	7	2
Fam. PLANORBULINIDAE					
Planorbulina acervalis Brady	×				

(*continuaz. tab. 1*)

Campioni	3	4	5	2	1
Profondità in metri	11	27	55	75	246
Popolazione totale	1300	3416	6648	5712	1804
Planorbulina mediterranensis d'Orbigny		1	3	4	
Fam. ACERVULINIDAE					
Acervulina inhaerens Schultze			×	1	
Gypsina vesicularis (Parker e Jones)		1	2	×	
Sphaerogypsina globula (Reuss)	×	1	×		
Fam. CYMBALOPORIDAE					
Cymbaloporetta bradyi (Cushman)			×	1	
Fam. HOMOTREMATIDAE					
Miniacina miniacea (Pallas)			1	×	
Fam. LOXOSTOMIDAE					
Loxostomum limbatum (Brady)			×		
Fam. CASSIDULINIDAE					
Cassidulina crassa d'Orbigny				×	2
Cassidulina laevigata carinata Silvestri					1
Cassidulina subglobosa Brady				×	2
Fam. NONIONIDAE					
Chilostomella oolina Schwager					5
Nonion granosum (d'Orbigny)			×	2	
Nonion pauciloculum Cushman					×
Nonion pompilioides (Fichtel e Moll)				×	×
Astrononion stelligerum (d'Orbigny)		×	2	1	
Nonionella atlantica Cushman					×
Nonionella auricula Heron Allen e Earland				×	
Fam. ALABAMINIDAE					
Gyroidina altiformis Stewart					1
Gyroidina umbonata (Silvestri)					1
Svratkina tuberculata (Balkwill e Wright)	×				
Fam. CERATOBULIMINIDAE					
Höglundina elegans (d'Orbigny)					4
Mississipina concentrica (Parker e Jones)			×		
Fam. ROBERTINIDAE					
Robertina bradyi Cushman e Parker					×
Robertina subterens (Brady)					×

CONFRONTI

Costa mediterranea egiziana.

Said e Kamel (1957) prendono in esame una ricca campionatura raccolta presso la costa egiziana tra Rosetta e Salum. La microfauna rinvenuta è essenzialmente costituita da specie di acque basse che si presentano variamente distribuite a secondo delle condizioni ecologiche. Vengono quindi distinte tre associazioni in corrispondenza dei tre tratti di costa già individuati da Shuri e Philip (1956) in base a caratteri geomorfologici e granulometrici. Un'associazione particolarmente specializzata è quella della Baia di Abu Qir, dove a causa dell'acqua leggermente salmastra, si rinviene abbondantissima (fino all'80%) l'*Ammonia beccarii*. La seconda associazione è quella della zona di Alessandria; qui la microfauna, prettamente marina, è più varia e mostra prevalenza di *Miliolidae* e *Nonionidae*. La terza associazione è quella del tratto Dekheila-Salum; qui la microfauna, maggiormente esposta all'erosione marina, presenta gusci più sviluppati e più robusti appartenenti soprattutto alle famiglie *Peneroplidae* ed *Amphisteginidae*.

Completamente assenti, nelle tre associazioni, risultano i planctonici, gli arenacei di tipo primitivo e tutte le forme caratteristiche di acque profonde (*Buliminidae*, *Uvigerinidae*, *Cassidulinidae*).

Poco significativo risulta il confronto fra le microfaune di Beirut e quelle egiziane poichè per queste ultime non vengono riportati i dati delle profondità a cui sono stati prelevati i campioni. Tuttavia è interessante notare che delle 80 specie rinvenute lungo la costa egiziana 46 sono in comune con quelle libanesi. Il tipo di associazione ad *Amphistegina* e *Peneroplis* riscontrato lungo il tratto di costa Dekheila-Salum potrebbe corrispondere a quella rinvenuta a Beirut fra i 10 ed i 30 m di profondità.

Costa mediterranea d'Israele.

Reiss, Klug e Merling (1961) prendono in esame 11 campioni di fondo raccolti lungo la costa mediterranea d'Israele fra 0,54 e 182 m. Viene riportato un elenco di foraminiferi, comprendente complessivamente 74 specie, in cui le *Miliolidae* sono determinate soltanto

come famiglia. L'associazione più ricca è quella rinvenuta a 54 m di profondità. Confrontando queste microfaune con quelle libanesi si nota nell'insieme una notevole analogia; è questa infatti l'unica microfauna, fra quelle prese a confronto, in cui sia presente il genere *Heterostegina.* Il numero delle specie in comune sarebbe certamente più elevato se le *Miliolidae* fossero state determinate specificamente. Le specie tipicamente costiere (*Asterigerinata mamilla, Rosalina bradyi, Rosalina globularis, Elphidium advenum, Elphidium crispum, Neoconorbina terquemi, Peneroplis planatus, Spirillina vivipara* ecc.) presentano uguale distribuzione batimetrica; fa eccezione *Amphistegina madagascariensis,* riportata unicamente alla profondità di 54 m, mentre nelle acque libanesi è largamente rappresentata fra i 10 ed i 30 m. L'*Amphistegina radiata,* presente in tutti i campioni di Beirut, si rinviene qui saltuariamente da 0,50 a 54 m. Le specie tipiche di acque profonde, quali *Bigenerina nodosaria, Bolivina alata, Bolivina attica, Bulimina costata, Bulimina marginata, Cassidulina laevigata carinata, Cassidulina subglobosa, Clavulina crustata, Uvigerina mediterranea* che a Beirut compaiono dopo i 70 m, nelle acque d'Israele sono segnalate soltanto alla profondità di 31 m.

I planctonici compaiono intorno ai 30 m con *Globigerinoides ruber, Gl. conglobatus* e *Gl. tenellus;* a 63 m sono anche presenti *Globigerinoides sacculifer* ed *Orbulina universa.* Sono assenti i generi *Globigerina* e *Globorotalia.*

Baleari.

Le microfaune delle coste delle Baleari sono state ampiamente illustrate da Colom (1942). L'A. vi distingue quattro tipi di associazioni: 1. associazione della prateria di Posidonia; 2. associazione dei fondi detritici; 3. associazione della zona di passaggio dai fondi detritici ai fondi argillosi; 4. associazione dei fondi argillosi.

La prima di queste associazioni, particolarmente ricca di foraminiferi a guscio porcellanaceo (*Miliolidae, Peneroplidae* ecc.), presenta una certa analogia con la microfauna dei 27 m di Beirut, in cui le predette famiglie costituiscono complessivamente il 60% dell'intera associazione; la forma predominante fra le *Miliolidae* è *Sigmoilina ovata,* che invece non si ritrova alle Baleari. Qui risulta inoltre assente il genere *Amphistegina* che è largamente rappresentato nell'associazione dei 27 m nelle acque libanesi.

L'associazione dei fondi detritici (100-300 m) è caratterizzata da grande abbondanza di foraminiferi a guscio arenaceo (prevalentemente *Textulariidae* e *Valvulinidae*) a cui si associano *Gypsina globulus* ed *Elphidium crispum* e, in minor misura, *Eponides repandus*, *Cornuspira foliacea*, *Uvigerina mediterranea*, *Discorbis obtusa*, *Cassidulina crassa*, *Nonion boueanum*, *Lenticulina calcar*, *Lenticulina gibba*, *Cassidulina laevigata carinata*. Nei campioni di Beirut la percentuale più alta di *Textulariidae* (17%) si riscontra a 75 m di profondità.

Passando dai fondi detritici a quelli argillosi alcune specie già presenti al di sotto dei 300 m diventano più abbondanti (*Bulimina marginata*, *Lenticulina orbicularis*, *Clavulina crustata*, *Anomalina coronata*, *Cornuspira carinata*, *Ammolagena clavata*, *Hyalinea balthica*, *Mississipina concentrica*). Infine al di là dei 400 m compare l'associazione propria dei fondi argillosi con *Bulimina affinis*, *Uvigerina peregrina*, *Lingulina seminuda*, *Ehrembergina serrata* ecc. Queste ultime associazioni non presentano alcuna affinità con le microfaune di Beirut che sono meno profonde e mancano dei tipici rappresentanti di acque fredde. Notiamo tuttavia che nelle acque libanesi qualche specie compare a profondità minore che alle Baleari; difatti *Sigmoilina schlumbergeri*, *Haplophragmoides nitidum* e *Lenticulina peregrina* che compaiono alle Baleari a 400 m, nelle acque di Beirut sono già presenti rispettivamente alle profondità di 50 m, 75 m e 246 m.

I planctonici sono riportati a tutte le profondità; le specie più abbondanti sono *Orbulina universa* e *Globorotalia truncatulinoides*, alle quali si aggiungono, dopo i 50 m, *Globorotalia inflata* e *Globigerinoides ruber*; dopo i 100 m compaiono le altre specie fra cui *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerina diplostoma*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerina bulloides*.

Egeo.

Sidebottom (1804) in uno studio sui foraminiferi recenti della isola di Delo provenienti dalla profondità di 14-25 m, riporta una microfauna di 246 specie, particolarmente ricca di *Miliolidae*, *Nubeculariidae*, *Nodosariidae*, *Glandulinidae*, *Discorbidae*. Confrontando questa associazione con quelle dei campioni di Beirut si nota che il maggior numero delle specie in comune è presentato dai campioni

n. 5 (33 specie in comune), n. 2 (35 specie in comune), n. 1 (33 specie in comune). Tuttavia per la particolare abbondanza delle *Miliolidae* e delle *Nubeculariidae* la microfauna di Delo si ravvicina maggiormente a quella del campione n. 4. È da notare che l'alta percentuale raggiunta dalla *Sigmoilina ovata*, specie istituita da Sidebottom sul materiale dragato a Delo. Va però sottolineata l'assenza, nei mari dell'arcipelago greco, dei generi *Amphistegina* ed *Heterostegina*.

Jones e Parker (1860) nel confrontare i foraminiferi viventi nel Mediterraneo con quelli dei depositi terziari, riportano alcune microfaune dragate in diverse località del Mar Egeo.

La microfauna della Baia di Suda (Creta) proveniente dalla profondità di 73 m, discretamente varia, presenta circa il 50% delle specie in comune con quelle di Beirut e soprattutto con il campione corrispondente alla profondità di 75 m.

A Syra (Is. Cicladi, profondità 164 m) viene segnalata una microfauna caratterizzata da particolare varietà e frequenza di *Nodosariidae*, *Buliminidae*, *Uvigerinidae* e *Cassidulinidae*. Questo carattere la differenzia nettamente dalle associazioni di Beirut, nelle quali le predette famiglie, anche se presenti, non raggiungono mai alte percentuali.

La microfauna di Serpho (Is. Cicladi, prof. 310 m) presenta scarsissima analogia con quelle di Beirut. Si tratta di una associazione piuttosto povera (35 specie) in cui anche le famiglie caratteristiche di acque profonde, quali *Buliminidae*, *Uvigerinidae*, sono mal rappresentate; le *Cassidulinidae* sono completamente assenti, mentre è ancora presente qualche *Miliolidae*.

Altre microfaune provenienti dai dintorni di Creta dalle profondità di 459 e 650 m pur presentando associazioni alquanto varie mostrano un'analogia molto limitata con le microfaune libanesi.

Carattere completamente diverso presenta infine la microfauna proveniente dalla profondità di 914 m al largo dell'isola di Ipsara (= Psarrà): le *Nodosariidae* sono ridotte a due sole specie; è scomparso il genere *Bulimina*, le *Textulariidae* sono rappresentate da una sola specie, le *Miliolidae* dalla sola *Triloculina trigonula*.

In tutte le predette località dell'Egeo sono completamente assenti i generi *Amphistegina* ed *Heterostegina*.

Una migliore conoscenza dei foraminiferi del Mar Egeo è dovuta a F. Parker (1958). L'A. infatti studia dal punto di vista ecologico i foraminiferi di una serie di 16 carote prelevate nel Medi-

terraneo dalla Swedish Deep-Sea Expedition e di 60 campioni di fondo raccolti nel 1948 nel Mediterraneo orientale e nel Mar Egeo dalla Woods Hole Oceanographic Institution.

I foraminiferi planctonici sono stati trovati in tutti i campioni dell'Egeo, tranne che nel Porto del Pireo. La loro percentuale aumenta regolarmente con la profondità: a 50 m essi formano il 3% della microfauna; a 100 m possono raggiungere anche il 50%; mentre fra i 100 ed i 1000 m la loro percentuale varia dal 20 al 99%. Lungo la costa libanese i planctonici sono già presenti alla profondità di 27 m con *Globigerinoides ruber* (1%); a 50 m raggiungono la percentuale del 4%; a 75 m 11%; a 246 m il 16%. Come si nota vi è una certa corrispondenza, fino alla profondità di 75 m, con la distribuzione dei planctonici nell'Egeo; a 256 m, invece, si hanno valori alquanto più bassi nelle acque libanesi. La specie che mostra la maggiore frequenza è sempre *Globigerinoides ruber*. Perfetta corrispondenza vi è per quanto riguarda la comparsa di *Orbulina universa* a 75 m, mentre *Hastigerina aequilateralis*, che a Beirut è presente a 75 m, nell'Egeo è segnalata per la prima volta a 104 m. *Hastigerina pelagica* la riscontriamo soltanto nel campione dei 246 m, mentre nell'Egeo è riportata anche a 143 m. Il genere *Globorotalia* è completamente assente lungo le coste libanesi, nell'Egeo *Globorotalia inflata* è riportata a 51 m e *Gl. truncatulinoides* a 366 m.

Le associazioni bentoniche dell'Egeo riportate dalla Parker mostrano nell'insieme una discreta corrispondenza con quelle di Beirut; molte specie comuni hanno all'incirca la stessa distribuzione batimetrica ad eccezione di poche, fra cui:

Bulimina gibba	nell'Egeo	71 m	a Beirut	246 m
Cassidulina laevigata carinata	»	51 m	»	246 m
Cassidulina subglobosa	»	179 m	»	75 m
Sigmoilina schlumbergeri	»	179 m	»	51-58 m
Siphonina reticulata	»	104 m	»	51-58 m

Gli *Elphidium* che nelle acque libanesi non oltrepassano i 75 m, nell'Egeo si spingono a profondità maggiori; *Hyalinea balthica*, assente a Beirut, compare dai 100 m in poi. Nel porto del Pireo, dal quale proviene il campione meno profondo (25 m), la famiglia delle *Miliolidae* presenta la percentuale più elevata (40%), come pure le

Peneroplidae (6%), che sono peraltro esclusive di questo campione. Lungo le coste libanesi le predette famiglie si presentano, a pari profondità, ugualmente molto sviluppate (*Miliolidae* 45%, *Peneroplidae* = *Soritidae* 15%), ad esse si associano però i generi *Amphistegina* ed *Heterostegina*, che non risultano invece presenti nell'Egeo.

Tripoli (Libia).

La microfauna della spiaggia di Tripoli studiata dalla Martinotti (1921) presenta una tipica associazione di ambiente caldo e costiero con grande sviluppo di *Miliolidae*, *Discorbidae*, *Peneroplidae*. Sono anche presenti, ma molto subordinatamente, *Hyperammina*, *Reophax*, *Placopsilina*, *Textularia*, *Polymorphina*, *Operculina*. Mancano invece completamente i generi *Uvigerina*, *Bulimina*, *Cassidulina*. Paragonando questa associazione con quelle di Beirut, si nota che esse presentano una certa analogia unicamente con i campioni raccolti a 25 m ed a 50 m di profondità.

CONCLUSIONI

Lo studio eseguito pur riguardando un numero molto limitato di campioni, ci permette di fare delle considerazioni ecologiche di un certo interesse.

Fino alla profondità di 27 m le microfaune esaminate hanno il carattere di tipiche associazioni costiere, molto specializzate. Infatti intorno alla profondità di 11 m i 2/3 della microfauna sono costituiti da un'unica specie, l'*Amphistegina madagascariensis*, tipica forma di acque basse e calde, a cui si associano *Heterostegina antillarum*, *Miliolidae* e *Soritidae* fino a costituire il 91% della microfauna. A 27 m le *Miliolidae* prendono il sopravvento raggiungendo la percentuale del 45%, mentre le *Amphisteginidae* si riducono al 19%; queste due famiglie rappresentano, assieme alle *Soritidae*, l'80% della microfauna. Fra i 50 ed i 70 m la microfauna comincia ad assumere un aspetto molto più vario: la percentuale del plancton diventa apprezzabile, mentre nel benthos più famiglie sono ben rappresentate.

A 246 m infine la microfauna appare completamente diversa: fra gli arenacei prevalgono i *Lituolidae*, si fa più sentita la percentuale di *Bolivina alata* e delle *Cassidulinidae* ed inoltre sono presenti un gruppo di forme tipiche di acque profonde (*Buliminidae*, *Uvigerinidae*, *Hoglundina elegans* e *Chilostomella oolina*) completamente assenti nei precedenti campioni.

Carattere peculiare dell'associazione bentonica delle coste libanesi è la presenza dei generi *Amphistegina* ed *Heterostegina*. Il confronto con le altre microfaune del Mediterraneo hanno mostrato che questi generi sono limitati, nel Mediterraneo, alla estremità sud-orientale del bacino levantino. Infatti il genere *Amphistegina* è segnalato lungo le coste mediterranee egiziane, d'Israele e del Libano; mentre il genere *Heterostegina* è stato rinvenuto soltanto nelle acque d'Israele e libanesi.

Questi generi durante il Terziario avevano invece una distribuzione molto più ampia nell'area del Mediterraneo; essi infatti vivevano così abbondantemente in alcuni ambienti litorali da assumere importanza litogenetica.

Per quanto riguarda l'associazione planctonica osserviamo: i foraminiferi planctonici compaiono nel campione n. 4, proveniente dalla profondità di 27 m, con il genere *Globigerinoides*, rappresentato dalla specie *ruber*. A. 51-58 m sono presenti altre due specie di *Globigerinoides* (*Gl. trilobus* e *Gl. conglobatus*) e compare il genere *Globigerina* con *Gl. bulloides*. A 75 m la percentuale delle forme già comparse aumenta mentre si aggiungono i generi *Hastigerina* (*H. aequilateralis*) ed *Orbulina*. Infine a 246 m è presente anche *Hastigerina pelagica* e la popolazione totale dei foraminiferi planctonici raggiunge la percentuale del 16%. Il genere *Globorotalia* risulta completamente assente. Questo genere, anche se scarsamente rappresentato, nell'Adriatico compare alla profondità di 172 m (Chierici, Busi e Cita, 1963); nello Jonio è invece assente fino alla profondità di 500 m (Fierro, 1964); nell'Egeo a 51 m si rinviene *Globorotalia inflata* mentre *Gl. truncatulinoides* è riportata a 366 m e *Gl. scitula* a 859 (Parker, 1955).

Si nota quindi che alcune specie tipiche del plancton mediterraneo e generalmente abbondantemente rappresentate, diventano rare o scompaiono nel Mediterraneo orientale probabilmente a causa della temperatura e della salinità troppo elevata. Secondo i dati riportati dalla Parker (1955) nel Mediterraneo orientale la temperatura della acqua in superficie varia da 16° a 24°C nel bacino ionico, da 12° a

25°C nel mar Egeo e da 16° a 29°C nel bacino levantino. La relativa salinità in superficie oscilla dal 38‰ al 39,5‰, tranne che in alcuni punti in cui si sono avute eccezionali basse salinità in seguito a straordinarie piene del Nilo. Per le temperature al fondo si hanno i seguenti dati per il Mar Egeo:

a	25 m	11° - 21° C
»	50 m	12° - 31° C
»	100 m	13° - 18° C
»	200-300 m	13° - 16° C
»	400 m	14° - 15° C
»	500 m	ca 14° C

A profondità superiori ai 500 m la temperatura sia nel Mediterraneo orientale che nell'Egeo varia fra i 13° ed i 14° mentre la salinità, al di sotto dei 25 m, oscilla fra il 38‰ ed il 39‰.

Si può quindi concludere che la microfauna delle coste libanesi presenta fino alla profondità di circa 100 m i caratteri di una tipica associazione di acque calde e poco profonde. Al di là dei 200 m il benthos comincia ad assumere l'aspetto di una associazione di mare più profondo mentre il plancton è ancora scarso e poco significativo.

OSSERVAZIONI SU ALCUNE SPECIE

Fam. LITUOLIDAE

Gen. *Bdelloidina* CARTER, 1877

?*Bdelloidina* sp.

Tav. 1, fig. 1.

Un solo esemplare, incompleto, dubitativamente attribuito a questo genere, è stato trovato nel campione n. 2, alla profondità di 75 m. Esso presenta guscio arenaceo, con molto cemento calcareo, ed è costituito da una serie di camere basse e larghe divise da suture depresse. Il frammento è ramificato e presenta una delle superfici completamente piatta. Lascio dubbiosa la mia attribuzione poichè avendo rinvenuto un solo esemplare non ho creduto opportuno sezionarlo

per riscontrarvi i caratteri interni presentati dal genere *Bdelloidina*, cioè pori e setti secondari verticali. All'estremità dei due rami è possibile tuttavia notare un robusto setto verticale che divide in due l'ultima camera presente.

Il gen. *Bdelloidina* non è molto noto. Gli esemplari di *B. aggregata* Carter riportati da Brady (1884 - Rept. Voy. Challenger, Zool., vol. 9, tav. 36, figg. 4-6) provengono dalla stazione 218A delle isole dell'Ammiragliato, a N della Nuova Guinea, dalla profondità di 20-32 m.

Fam. MILIOLIDAE

Gen. *Sigmoilina* Schlumberger, 1887

Sigmoilina ovata Sidebottom

Tav. 2, fig. 11.

1904. *Sigmoilina ovata.* Sidebottom: Mem. Proc. Manchester Lit. Phil. Soc., 48, no. 5, p. 6, tav. 2, figg. 12-13.

1921. *Sigmoilina ovata.* Martinotti: Atti Soc. It. Sc. nat. Milano, 59, p. 276.

Questa specie è largamente rappresentata lungo la costa di Beirut fra i 10 ed i 30 m di profondità; nel campione n. 4 costituisce il 23% dell'intera associazione. I gusci rinvenuti sono molto rigonfi ed hanno un diametro longitudinale che raggiunge al massimo 0,5-0,6 mm. Essi hanno contorno ovale e mostrano all'esterno 6 o 7 camere di forma tubolare. Ciascuna camera presenta, lungo i margini laterali, due bande di colore diverso da quello del restante guscio, spesso sono quasi nere. L'apertura porta un piccolo dente semplice, talvolta un po' slargato all'estremità.

I tipi di questa specie provengono dalle acque poco profonde dell'isola di Delo (15-25 m); viene inoltre riportata fra i foraminiferi della spiaggia di Tripoli illustrati dalla Martinotti (1921).

Fam. NUMMULITIDAE

Gen. *Heterostegina* D'Orbigny, 1826

Heterostegina antillarum d'Orb.

Tav. 5, figg. 3-7.

1839. *Heterostegina antillarum.* d'Orbigny, in De la Sagra: Hist. phys. nat. Cuba, p. 122, tav. 7, figg. 24-25.

1922. *Heterostegina antillarum.* Cushman: Pubbl. 311. Carnegie Inst. Washington, p. 57, tav. 10, fig. 5.

1930. *Heterostegina antillarum.* CUSHMAN: Smith. Inst. U.S. Nat. Mus., Bull. 104, pt. 7, p. 33, tav. 12.

1964. *Heterostegina antillarum.* HOFKER, Studies on the fauna of Curaçao and other Caribbean islands, **21**, p. 113, fig. 273.

Guscio di piccole dimensioni per il genere (gli esemplari più sviluppati raggiungono un diametro di mm 1,7), compresso, piuttosto rigonfio nella regione umbonale, lievemente ondulato; un lato è leggermente più convesso dell'altro, che è quasi piatto; suture distinte, molto arcuate, delimitano numerose camere (15-18 nell'ultimo giro), che sono divise in camerette per circa metà della loro lunghezza. Le camerette cominciano a formarsi progressivamente dal margine periferico di ciascuna camera dopo il primo giro, le cui camere sono completamente indivise (tav. 5, fig. 3). In tutti gli esemplari rinvenuti le porzioni interne delle logge appaiono chiaramente indivise e formano intorno all'umbone una caratteristica figura a rosetta.

Gli esemplari libanesi non corrispondono perfettamente al tipo di d'ORBIGNY, da cui si differenziano per presentare logge meno numerose, meno alte e più irregolarmente suddivise. Una migliore corrispondenza mostrano invece con le figure di *H. antillarum* riportate da HOFKER (1964). L'incompleta divisione delle logge li differenzia chiaramente dalla *H. suborbicularis.* Difatti le figure 5 e 6, che in FORNASINI (1903) rappresentano questa specie dai disegni inediti di d'ORBIGNY, non mostrano questo carattere; mentre la fig. 7, che potrebbe ravvicinarsi agli esemplari del Libano, è ritenuta da FORNASINI un individuo giovane. Nel materiale studiato sono stati rinvenuti esemplari appartenenti ai diversi stadi di sviluppo, per cui è stato possibile osservare che la divisione delle logge in camerette è incompleta anche negli individui adulti.

L'*H. antillarum* fu rinvenuta da d'ORBIGNY a Cuba e Jamaica; da CUSHMAN a Dry Tortugas (Florida) e lungo le coste del Brasile (stazione D-2758 Albatross); da HOFKER alle Piccole Antille. Nel Mediterraneo questa specie è segnalata ora per la prima volta. Lungo le coste mediterranee d'Israele è riportata da REISS, KLUG e MERLIN (1961) la *H. suborbicularis.*

Fam. AMPHISTEGINIDAE

Gen. *Amphistegina* d'ORBIGNY, 1826

Amphistegina madagascariensis d'ORB.

Tav. 5, figg. 2 a-b.

1826. *Amphistegina madagascariensis*. D'ORBIGNY: Ann. Sc. Nat., vol. 7, p. 304.
1903. *Amphistegina madagascariensis*. FORNASINI: Rend. Acc. Sc. Ist. Bologna, 7, p. 3, tav. 2, fig. 5.
1921. *Amphistegina lessonii* var. *madagascariensis*. CUSHMAN: Smith. Inst. U. S. Nat. Museum. Bull. 100, 4, p. 372.
1954. *Amphistegina madagascariensis*. CUSHMAN, TODD e POST: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 260-H, p. 362, tav. 90, figg. 1, 2.
1959. *Amphistegina madagascariensis*. GRAHAM e MILITANTE: Stanford Univ. Publ., Geol. Sc., 6, no. 2, p. 104, tav. 16, figg. 9-11.
1961. *Amphistegina madagascariensis*. REISS, KLUG e MERLING: Geol. Surv. Israel, Bull., 32, p. 28.
1965. *Amphistegina madagascariensis*. TODD: Smith. Inst. U. S. Nat. Museum. Bull. 161, p. 34, tav. 11, fig. 3, tav. 12, figg. 1-2.

È largamente rappresentata lungo la costa libanese specialmente tra i 10 ed i 30 m di profondità; nel campione prelevato ad 11 m costituisce il 65% della microfauna a foraminiferi. I gusci sono per lo più irregolarmente biconvessi; quelli dei campioni più litorali sono spesso di colore arancione chiaro, sono più grandi e più rigonfi. Gli esemplari più sviluppati raggiungono un diametro di mm 1,3-1,5 ed uno spessore di mm 0.8 (talvolta lo spessore è quasi uguale al diametro). Le suture, specialmente sul lato spirale, appaiono confuse. Il numero delle camere è meglio visibile sul lato ombelicale e varia da 9 a 15 nell'ultimo giro. Sul lato ombelicale sono chiaramente visibili le « camerette stellari » determinate dalle lamine dentarie (tooth-plates) che dividono in due le camere normali. Le suture fra le camere sono curve all'indietro e lo stesso andamento seguono le camerette stellari, le cui estremità esterne non raggiungono il margine periferico del guscio che è bordato da una carena appena limbata. L'apertura è rappresentata da una fessura provvista di un labbro orlato da papille. In prossimità dell'apertura il guscio è ricoperto da granulazioni più o meno numerose.

Questa specie, originariamente descritta dal Madagascar, è stata spesso confusa con la *A. lessonii* da cui peraltro si distingue per essere più rigonfia, più inegualmente biconvessa e per il minor numero di camere; presenta tuttavia un notevole grado di variabilità dipendente

probabilmente dalla profondità. Essa ha un'ampia distribuzione nell'area equatoriale ed è soprattutto caratteristica di acque basse. Alle isole Marshall (CUSHMAN, TODD e POST, 1954) è largamente rappresentata sia nelle lagune, sia sui bordi esterni (outer slopes) delle scogliere dove raggiunge percentuali anche superiori al 50%. Alle Filippine (CUSHMAN, 1921) si trova associata alla *A. lessonii* specialmente al di sotto dei 50 m di profondità, ma è meno frequente di quest'ultima specie. Anche nelle raccolte fatte dall'ALBATROSS nel Pacifico sud-orientale è ampiamente rappresentata sia nelle associazioni litorali che in quelle di laguna. Nel Mediterraneo questa specie è stata già segnalata lungo le coste d'Israele (REISS, KLUG e MERLING, 1961) e viene citata ora per la prima volta nelle acque libanesi. Non mi risulta che sia stata rinvenuta a latitudini più alte.

Amphistegina radiata (FICHTEL e MOLL)

Tav. 5, figg. 1 a-b.

1798. *Nautilus radiatus*. FICHTEL e MOLL: Testacea microscopica, p. 58, tav. 8, figg. a-d.
1895. *Amphistegina radiata*. CHAPMAN: Proc. Zool. Soc. London, pp. 45-47, tav. 1, figg. 8-10, 12.
1915. *Amphistegina lessonii* var. *radiata*. HERON-ALLEN e EARLAND: Trans. Zool. Soc. London, **20**, p. 736.
1921. *Amphistegina lessonii* var. *radiata*. CUSHMAN: Smith. Inst. U. S. Nat. Mus., Bull., 100, **4**, pp. 372-373.
1924. *Amphistegina radiata*. CUSHMAN: Carnegie Inst. Washington, Publ. 342, p. 49, tav. 17, figg. 1, 2.
1949. *Amphistegina radiata*. SAID: Cush. Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 26, p. 38, tav. 4, fig. 10.
1954. *Amphistegina radiata*. CUSHMAN, TODD e POST: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 260-H, p. 362, tav. 90, fig. 3.
1961. *Amphistegina radiata*. REISS, KLUG e MERLING: Geol. Surv. Israel, Bull. 32, p. 28.
1965. *Amphistegina radiata*. TODD: Smith. Inst. U. S. Nat. Mus. Bull. 161, pp. 34-35, tav. 13, figg. 1-3, tav. 14, figg. 1-3.

Questa specie è presente in tutti i campioni ma con frequenza minore e con esemplari più piccoli della *A. madagascariensis*. I gusci sono bianchi e acutamente carenati; talvolta sono poco rigonfi e ugualmente biconvessi, talvolta con lato spirale quasi piatto e lato ombelicale più convesso. Le suture sono ben visibili; esse si estendono quasi radialmente per circa metà della loro lunghezza, poi si inflettono ad

angolo retto all'indietro fino a raggiungere il margine periferico. Alle suture si aggiungono, sul lato spirale, tubercoli più o meno sviluppati. Il numero delle camere varia da 9 a 15 nell'ultimo giro. Le camerette stellari, generalmente più sottili che in *A. madagascariensis*, sono in alcuni esemplari poco visibili. Le aree umbonali sono occupate su ambo i lati da un bottone più o meno sviluppato, attraverso il quale talvolta si intravede il proloculus. L'apertura, a forma di fessura, è circondata da papille variamente sviluppate.

Questa specie è stata originariamente descritta dal Mar Rosso, dove ha una larga distribuzione (SAID, 1949) nell'area delle scogliere coralline. I gusci provenienti dalle acque più basse sono generalmente più piccoli di quelli delle acque più profonde. È stata trovata da CUSHMAN (1921) alle Filippine, da CUSHMAN e TODD (1954) nelle acque profonde degli atolli di Bikini e di Eniwetok. Nelle raccolte dell'Albatross nel Pacifico sud-orientale non è stata trovata abbondante in nessun luogo (TODD, 1965). Nel Mediterraneo è riportata da SAID e KAMEL (1956) lungo le coste egiziane e da REISS, KLUG e MERLING (1961) per le coste d'Israele. È citata ora per la prima volta nelle acque di Beirut.

Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli, gennaio 1968.

BIBLIOGRAFIA

CHIERICI M. A., BUSI M. T. e CITA B. M., 1963 - *Contribution à une étude écologique des foraminifères dans la mer Adriatique.* Revue de Micropal., 5, pp. 123-142, Paris.

COLOM G., 1935 - *Las especias de la familia Peneroplidae actuales y fosiles de las Baleares.* Boll. Soc. Espan. Hist. Nat., 35, pp. 83-102, tavv. 8-16, Madrid.

COLOM G., 1942 - *Una contribution al conoscimiento de los foraminiferos de la Bahis de Palma de Mallorca.* Bol. Inst. Espan. Ocean. Not. Resum., ser. 2, no. 108, pp. 1-53, Madrid.

CUSHMAN J., 1921 - *Foraminifera of the Philippine and adjacent seas.* Smith. Inst. U. S. Nat. Museum, Bull. 100, 4, pp. 1-608, tavv. 1-100, Washington.

CUSHMAN J., TODD R. e POST R., 1954 - *Recent Foraminifera of the Marshall Islands.* Geol. Surv. Prof. Paper 260-H, pp. 319-379, tavv. 82-93, Washington.

EMILIANI C., 1955 - *Pleistocene temperature variations in the Mediterranean.* Quaternaria, 2, pp. 87-98, Roma.

FIERRO G., 1964 - *Contributo allo studio delle microfaune del mare Ionio.* Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Mus. Civico Milano, 103, pp. 381-389, Milano.

Fornasini C., 1903 - *Le otto pretese specie di Amphistegina instituite da D'Orbigny nel 1826.* Rend. Acc. Sc. Bologna, 7, pp. 1-4, tav. 2, Bologna.

Fornasini C., 1903 - *Illustrazione di specie orbignyane di Nummulitidae instituite nel 1826.* Boll. Soc. geol. Ital., **22**, pp. 395-398, tav. 14, Roma.

Hofker J., 1964 - *Foraminifera from the tidal zone in the Netherlands Antilles and other west Indian islands.* Studies on the fauna of Curacao and other Caribbean islands, 21, pp. 1-119, 274 figg.

Itzhaki Y., 1961 - *Pleistocene shore-lines in the costal plain of Israel.* Bull. Geol. Surv. Israel, **32**, pp. 1-9, Jerusalem.

Jones T. R. e Parker W. K., 1860 - *On the Rhizopodal fauna of the Mediterranean, compared with that of the Italian and other Tertiary deposits.* Quart. Journ. Geol. Soc., **16**, pp. 292-307, London.

Martinotti A., 1921 - *Foraminiferi della spiaggia di Tripoli.* Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **59**, pp. 249-334, tavv. 10-13, Milano.

Myers E. H., 1942 - *Ecologic relationships of some recents and fossil Foraminifera.* Report of the committee on marine ecology as related to paleontology, (1941-42). no. 2, pp. 31-36.

Parker F., 1955 - *Distribution of planctonic Foraminifera in some Mediterranean sediments.* Pap. Mar. Biol. and Oceanogr. deep-sea Res., suppl., 3, pp. 204-211, London.

Parker F., 1958 - *Eastern Mediterranean Foraminifera.* Rep. Swed. deep-sea Exp., **8**, no. 4, pp. 219-283, tab. 2-20, tavv. 1-6.

Pollak M. Y., 1951 - *The sources of deep water of the eastern Mediterranean sea.* Yourn. Mar. Res., **10**, pp. 128-152.

Reiss Z., 1959 - *Notes on foraminifera from the Gulf Eylath, Ras Muhamed and Tiran. Sea Fisher. Res. Station.* Bull. no. 20, pp. 1-3, Haifa.

Reiss Z. e Issar A., 1961 - *Subsurface quaternary correlations in the Tel-Aviv region.* Geol. Surv. Israel Bull., **32**, pp. 10-26, Jerusalem.

Reiss Z., Klug K. e Merling P., 1961 - *Recent foraminifera from the mediterranean and red Sea coast of Israel.* Geol. Surv. Israel Bull., **32**, pp. 27-28, Jerusalem.

Rouch J., 1945 - *Température et salinité de la mer à Beyrouth.* Bull. Inst. Océan. Monaco, no. 884, pp. 1-6, Monaco.

Said R., 1949 - *Foraminifera of the northern Red Sea.* Cushman Lab. foram. res. Spec. pubbl. no. 26, pp. 1-44, tavv. 1-4, Sharon.

Said R., 1950 - *The distribution of foraminifera on the northern Read Sea.* Contrib. Cushman Found. foram. res., **1**, pp. 9-29, New York.

Said R., 1950 - *Additional foraminifera from the northern Red Sea.* Contr. Cushmam Found. foram. res., **1**, pp. 4-9, New York.

Said R. e Kamel T., 1956 - *Recent littoral foraminifera from the Egyptian mediterranean coast between Rosetta and Saloum.* Bull. Inst. d'Egypte, **37**, pp. 341-368, Cairo.

Said R. e Kamel T., 1957 - *The distribution of foraminifera in the egyptian mediterranean coast.* Egyptian Journal of Geol., **1** (2), pp. 143-155, Cairo.

SHUKRI N. M. e PHILIP G., 1956 - *The geology of the Mediterranean coast between Rosetta and Bardia.* Bull. Inst. d'Egypte, 37, pp. 377-393. Cairo.

SHUKRI N. M., PHILIP G. e SAID R., 1956 - *The geology of Mediterranean coast between Rosetta and Bardia; Pleistocene sediments, geomorphology and microfacies.* Bull. Inst. Egypte, 37, pp. 395-433, Cairo.

SIDEBOTTOM H., 1904-09 - *Report on the recent foraminifera from the coast of the Island of Delos.* Mem. Proc. Manchester Lit. Phil. Soc., Manchester.

SIDEBOTTOM H., 1910 - *Report on the recent foraminifera from the bay of Palermo.* ibidem, vol. 54, pp. 1-36, tavv. 1-3, Manchester.

TODD R., 1958 - *Foraminifera from western mediterranean deep sea cores.* Reports of the Swed. deep-sea exped, 8, no. 3, pp. 169-215, tab. 1-19, tavv. 1-3.

TODD R., 1965 - *The foraminifera of the Tropical Pacific collections of the « Albatross » 1899-1900.* Part 4. Smith Inst. U. S. Nat. Museum, Bull. 161, pp. 1-139, tavv. 1-28, Washington.

TAVOLA 1.

Fig. 1. — *?Bdelloidina* sp.		×17
Fig. 2. — *Rabdammina* sp.		×12
Fig. 3. — *Reophax scorpiurus* Montfort		×75
Fig. 4. — *Ammoscalaria pseudospiralis* (Will.)		×50
Fig. 5. — *Ammotium cassis* (Parker)		×65
Fig. 6. — *Ammoscalaria tenuimargo* (Brady)		×45
Fig. 7. — *Siphotextularia concava* (Karrer)		×65
Fig. 8. — *Clavulina crustata* (Cush.)		×25
Fig. 9. — *Alveophragmium nitidum* (Goës)		×60
Fig. 10. — *Textularia conica* d'Orb.		×100
Fig. 11 a - 11 b. — *Textularia calva* Lalicker		×75

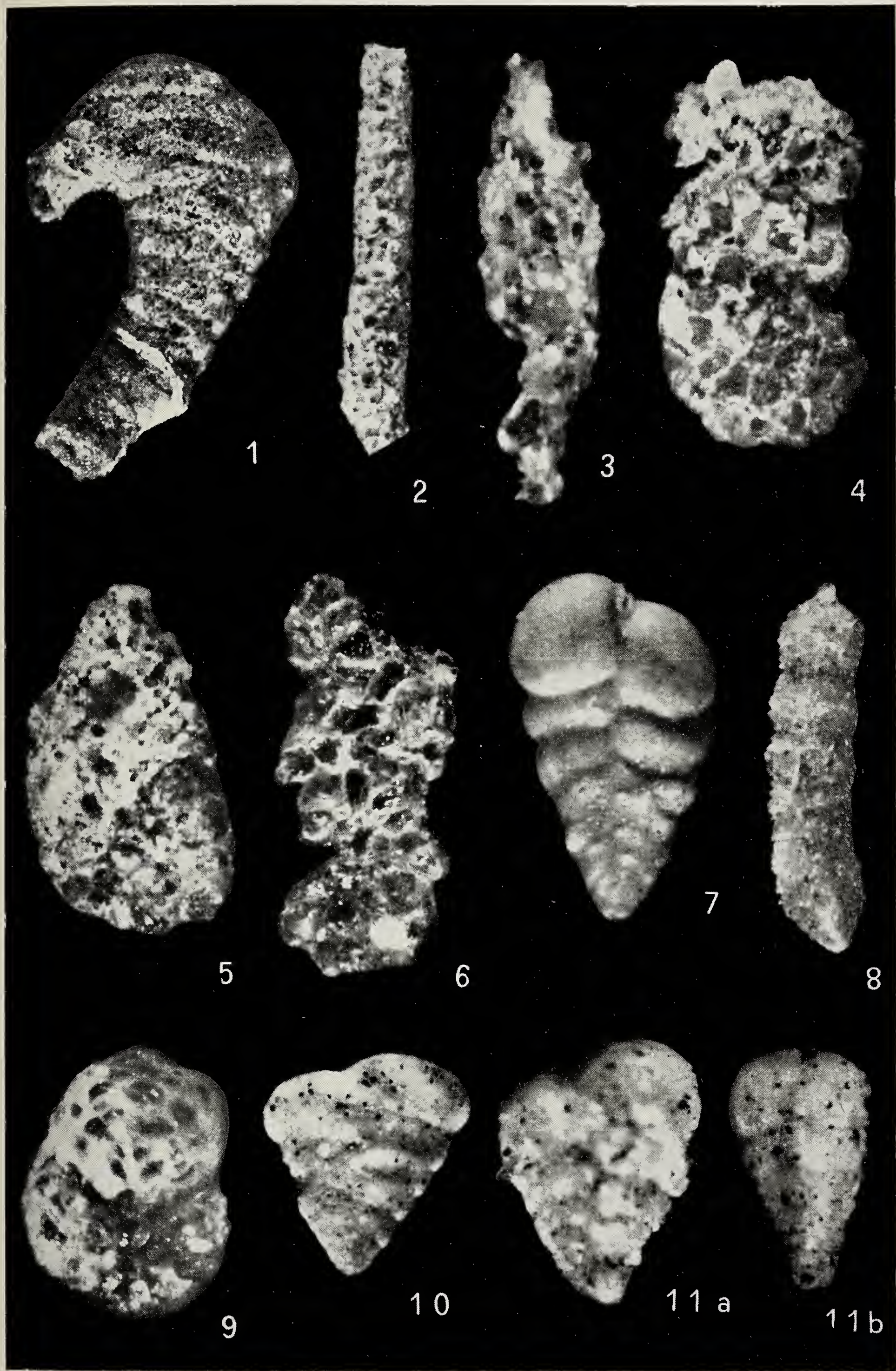

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11 a
11 b

TAVOLA 2.

Fig. 1a - 1b.	— *Quinqueloculina intricata* Terquem		× 45
Fig. 2a - 2b.	— *Quinqueloculina duthiersi* Schlum.		× 40
Fig. 3.	— *Quinqueloculina undulata* d'Orb.		× 60
Fig. 4a - 4b.	— *Massilina secans* d'Orb.		× 35
Fig. 5.	— *Biloculinella labiata* (Schlum.)		× 65
Fig. 6a - 6b.	— *Quinqueloculina radiosa* Terquem		× 40
Fig. 7a - 7b.	— *Quinqueloculina agglutinans* d'Orb.		× 60
Fig. 8.	— *Quinqueloculina pulchella* d'Orb.		× 30
Fig. 9.	— *Quinqueloculina disparilis* d'Orb.		× 40
Fig. 10.	— *Miliolinella sublineata* (Brady)		× 50
Fig. 11.	— *Sigmoilina ovata* Sidebottom		× 70

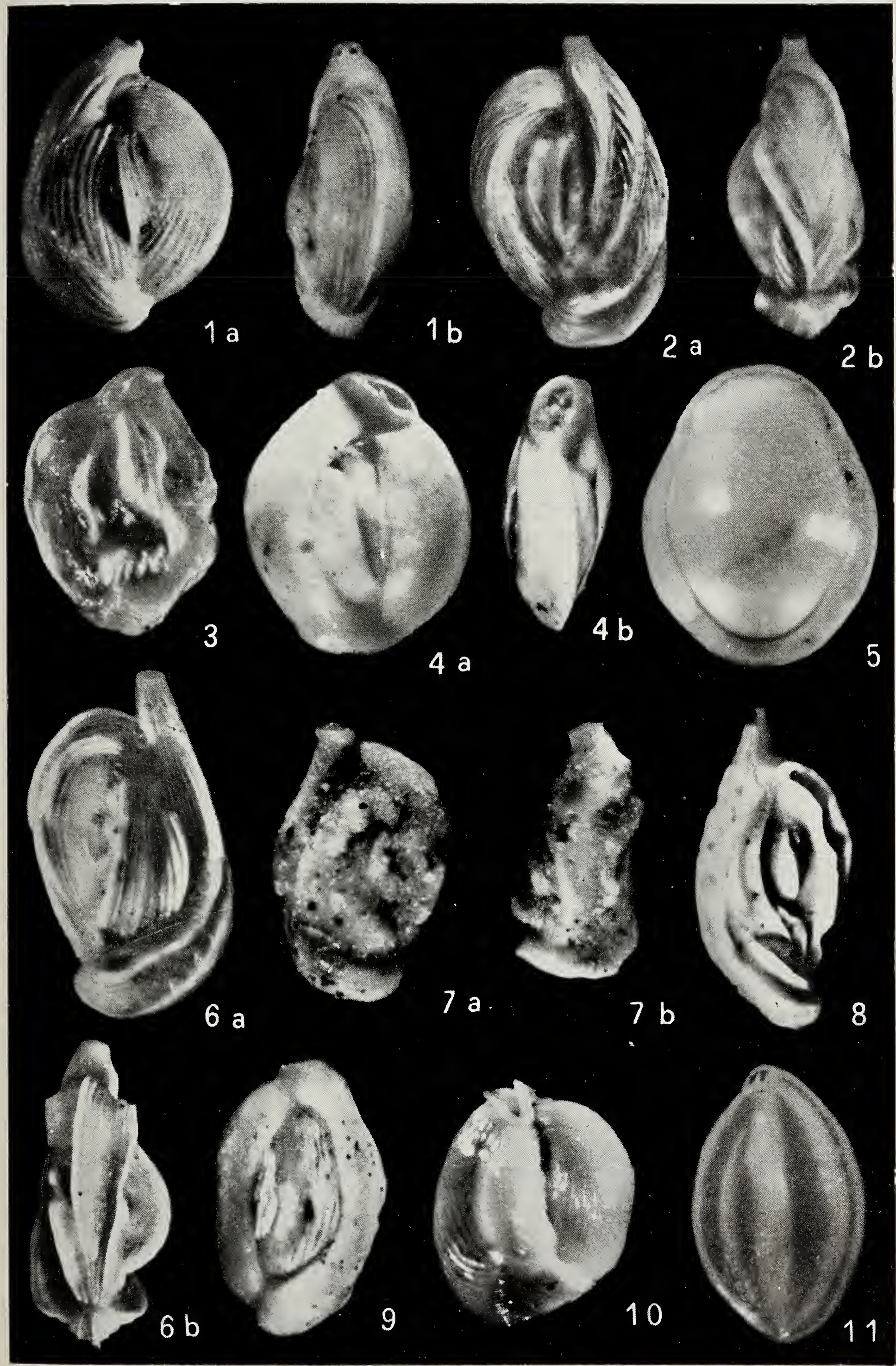

1 a
1 b
2 a
2 b
3
4 a
4 b
5
6 a
7 a
7 b
8
6 b
9
10
11

TAVOLA 3.

Fig. 1.	— *Peneroplis planatus* (F. e M.)	×40
Fig. 2.	— *Sorites marginalis* (Lamarck)	×35
Fig. 3.	— *Nodophthalmidium antillarum* (Cush.)	×70
Fig. 4.	— *Peneroplis proteus* d'Orb.	×55
Fig. 5.	— *Peneroplis pertusus* (Forskal)	×75
Fig. 6a - 6b.	— *Articulina mucronata* (d'Orb.) (esemplari giovani)	×70
Fig. 7.	— *Hauerina bradyi* Cush.	×70
Fig. 8.	— *Parrina bradyi* (Millett)	×70
Fig. 9.	— *Spiroloculina ornata* d'Orb.	×50
Fig. 10.	— *Spiroloculina grata angulata* Cush.	×55

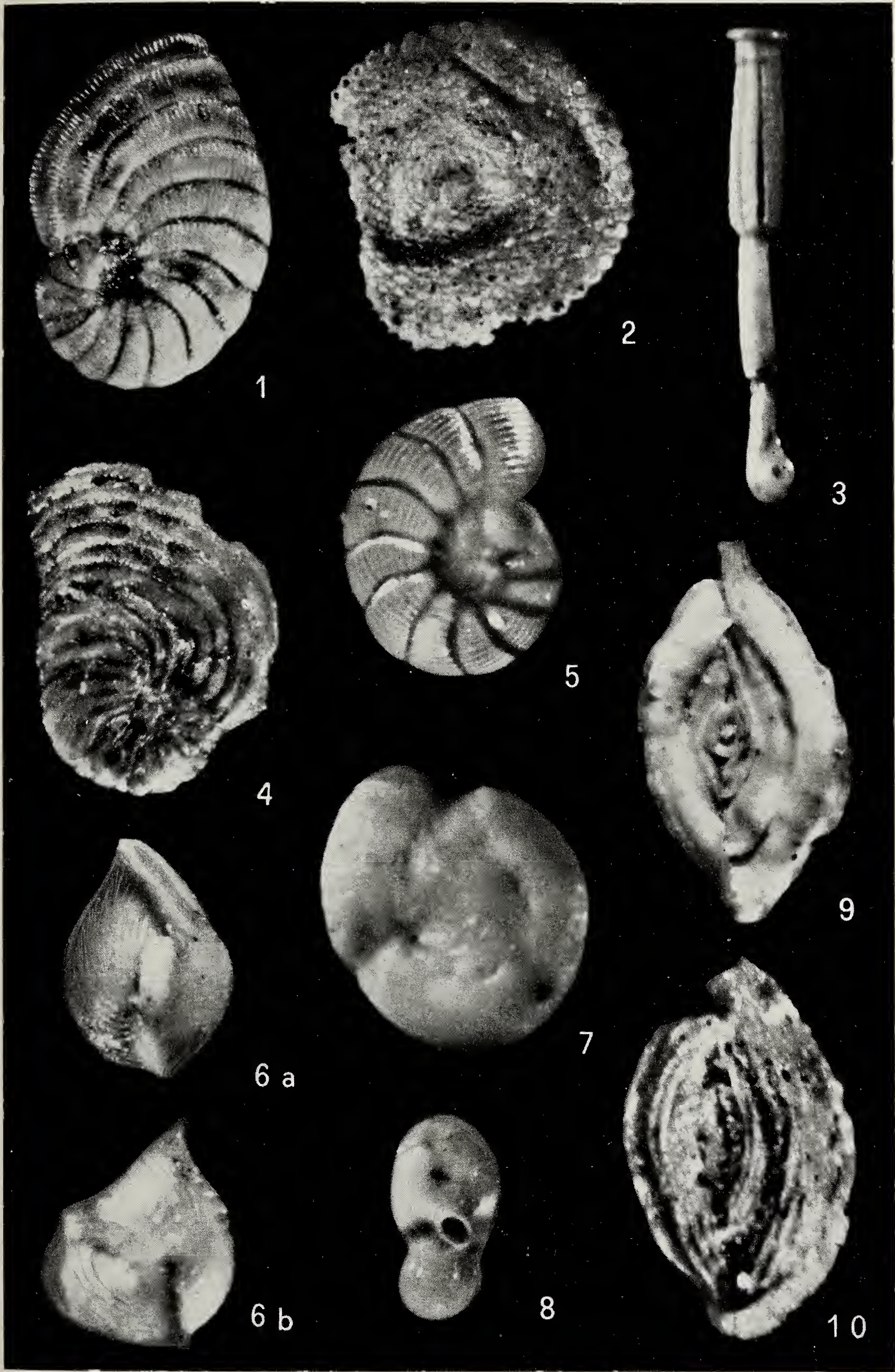

1
2
3
4
5
6 a
7
9
6 b
8
10

TAVOLA 4.

Fig. 1. — *Astacolus crepidulus* (F. e M.) ×40

Fig. 2. — *Uvigerina bermudezi* Acosta ×70

Fig. 3. — *Uvigerina mediterranea* Hofker ×60

Fig. 4. — *Astrononion stelligerum* (d'Orb.) ×100

Fig. 5. — *Cibicides lobatulus* (W. e J.) ×50

Fig. 6. — *Rosalina globularis* d'Orb. ×60

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

Fig. 7. — *Tretomphalus concinnus* (Brady) ×85

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

Fig. 8. — *Tretomphalus planus* Cush. ×75

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

Fig. 9. — *Cymbaloporetta bradyi* (Cush.) ×75

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

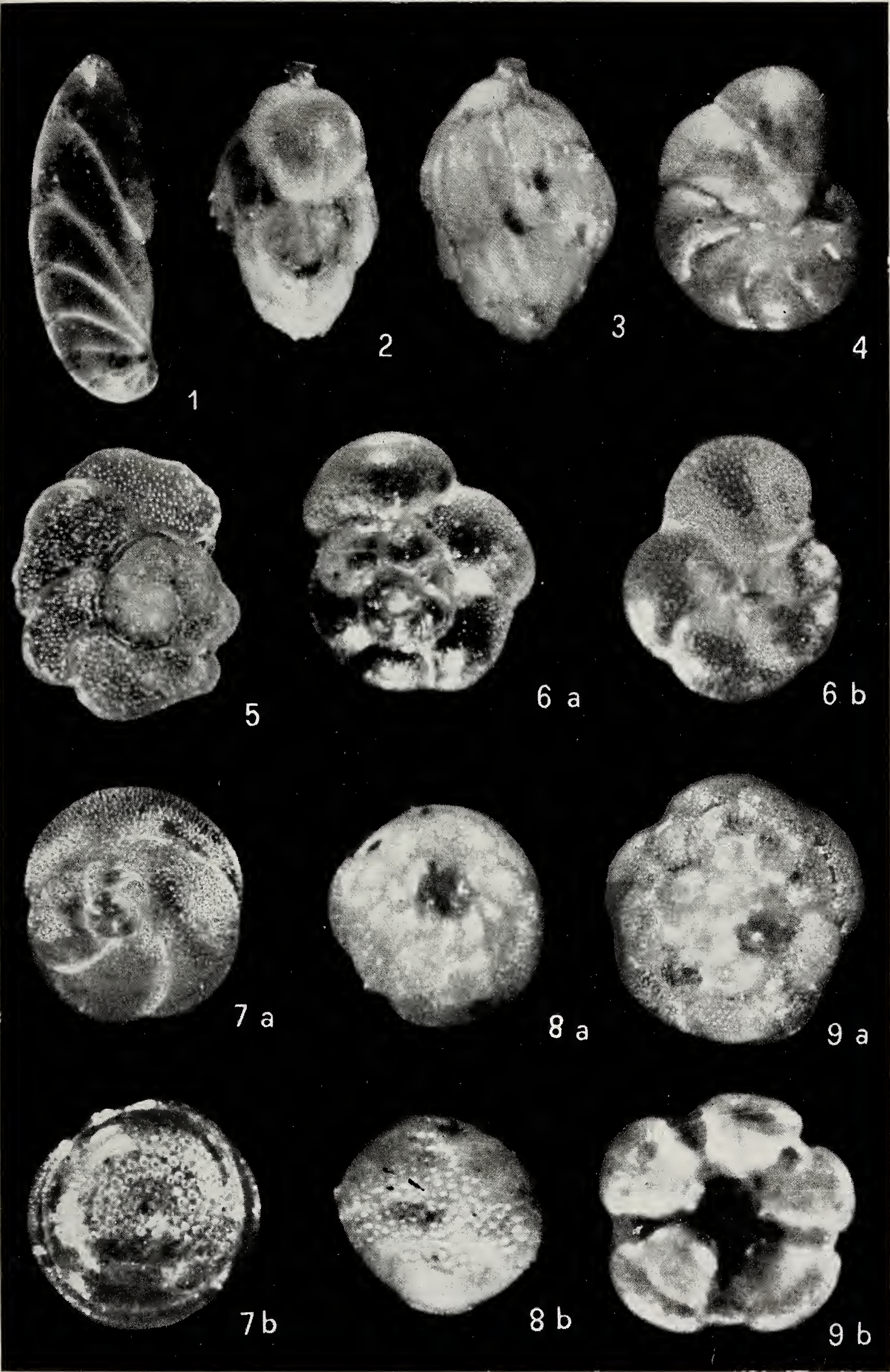

1
2
3
4
5
6 a
6 b
7 a
8 a
9 a
7 b
8 b
9 b

TAVOLA 5.

Fig. 1. — *Amphistegina radiata* (F. e M.) ×85

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

Fig. 2. — *Amphistegina madagascariensis* d'Orb. ×50

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

Fig. 3. - 6. — *Heterostegina antillarum* d'Orb.
(esemplari in diversi stadi di sviluppo:
3 ×80; 4 ×65; 5 ×40; 6 ×45)

Fig. 7a - 7b. — *Heterostegina antillarum* d'Orb. ×45
(esemplare adulto visto dai due lati)

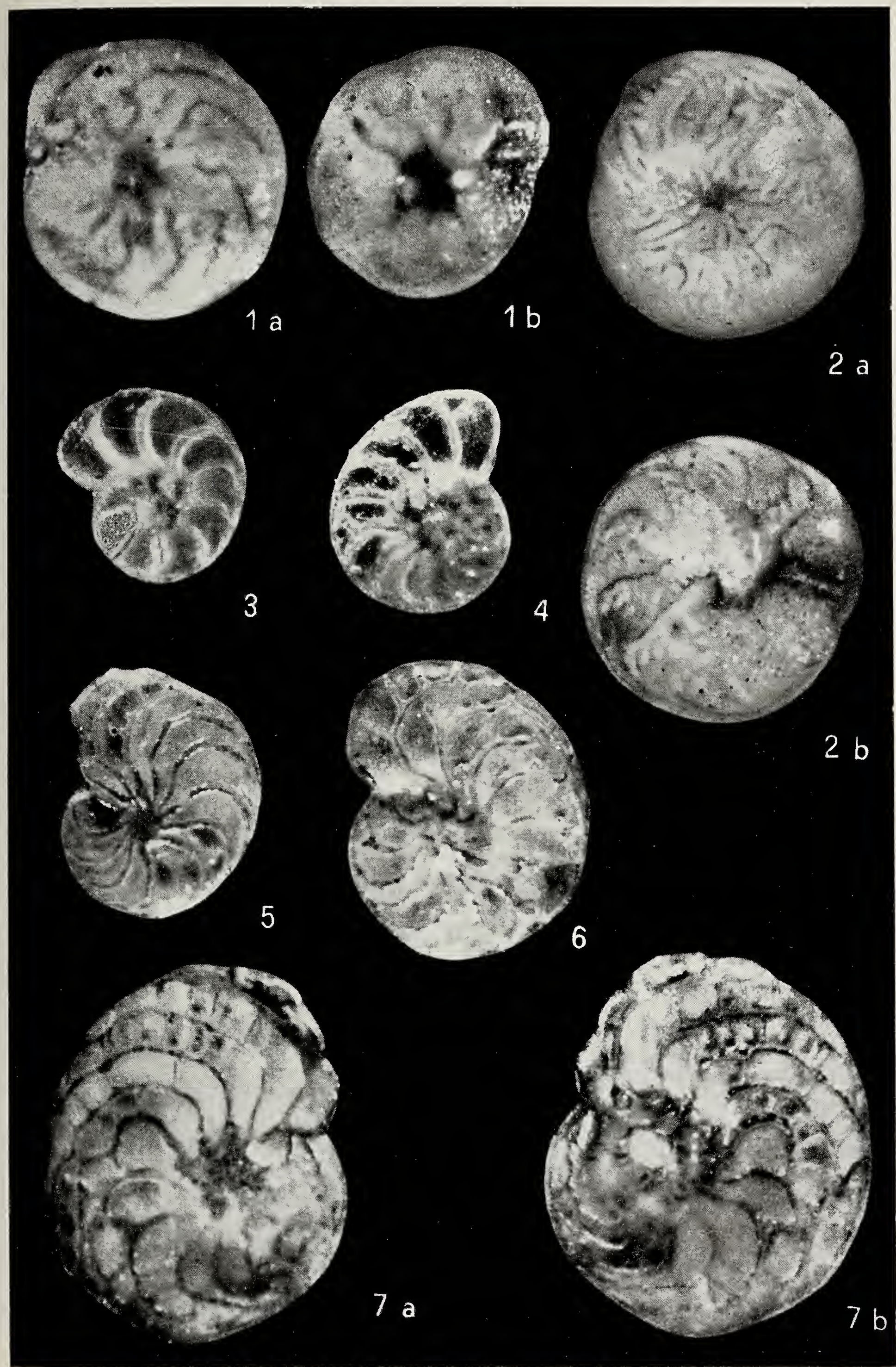

1 a
1 b
2 a
3
4
2 b
5
6
7 a
7 b

TAVOLA 6.

Fig. 1. — *Avervulina inhaerens* Schultze ×50

Fig. 2. — *Höglundina elegans* (d'Orb.) ×60

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

Fig. 3. — *Mississipina concentrica* (P. e J.) ×45

Fig. 4. — *Eponides repandus* (F. e M.) ×45

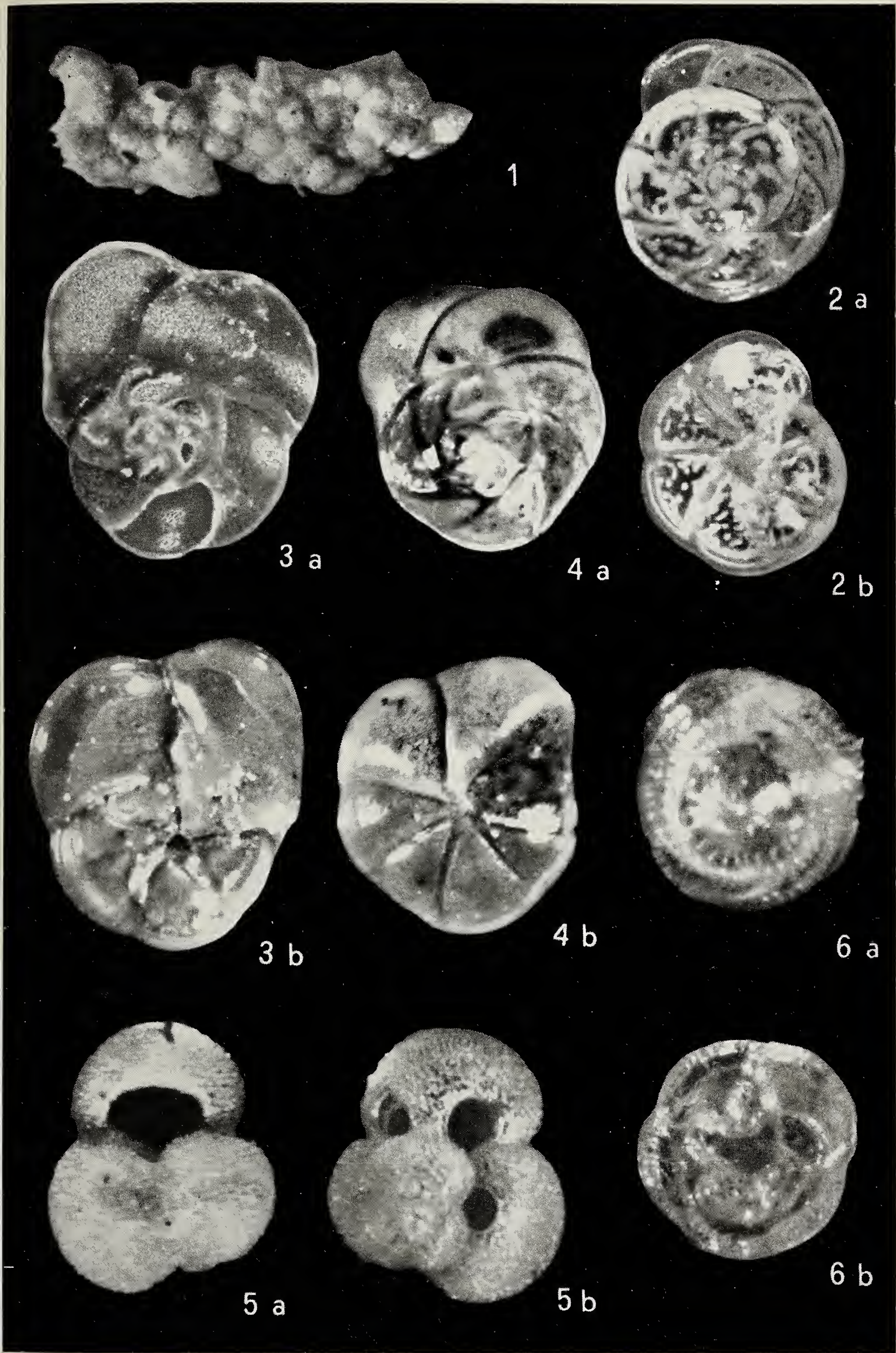
a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

Fig. 5. — *Asterigerinata mamilla* (Will.) ×95

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale

Fig. 6. — *Globigerinoides ruber* (d'Orb.) ×70

a) veduta spirale
b) veduta ombelicale


1
2 a
3 a
4 a
2 b
3 b
4 b
6 a
5 a
5 b
6 b

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 35-49, 4 figg.

Studi geologici e applicazioni geofisiche in alcuni problemi di ingegneria civile in Puglia e Lucania

Nota del Socio BRUNO RADINA

(Tornata del 23 febbraio 1968)

Riassunto. — Nello studio di alcune importanti opere d'Ingegneria civile, la collaborazione tra Geologia tecnica e Geofisica si è dimostrata assai proficua ed economicamente vantaggiosa.

I casi esposti riguardano:

a) Studio di una sezione trasversale del fiume Lato (prov. di Taranto) per la impostazione di una diga in terra.

b) Ricerca dello spessore di un deposito costituito da detrito di frana e di falda (diga sul T. Camastra, prov. di Potenza).

c) Condizioni idrogeologiche dell'alveo del fiume Basento, in vista dell'utilizzazione di questo come canale naturale.

I metodi geofisici che hanno presentato maggiore interesse pratico sono stati quello dei sondaggi elettrici verticali e quello della sismica a rifrazione.

Alcuni dei risultati dell'interpretazione geofisica tradotti in termini geologici, hanno dimostrato, alla verifica diretta, una buona attendibilità.

Summary. — In the study of some important works of Civil Engineering, the cooperation between technical geology and applied geophysics has been very useful, even from an economic point of view.

The following cases have been considered:

a) A study of a transverse section of the river Lato (district of Taranto) in view of building an earth dam;

b) A research of the thickness of talus or landslide deposits for the building of an earth dam on the Camastra stream in the district of Potenza;

c) The hydrologic and geologic conditions of the bed of the Basento river, in view of its utilization as a natural channel.

The geophysical methods that have proved most efficent from a practical point of view are the electrical well loging and the geophysical seismic method.

Some of the results of the geophysical study were interpreted from the geological of view and proved to be sufficiently reliable.

Introduzione e finalità del lavoro

In questi ultimi anni la collaborazione tra Geologia tecnica e Geofisica applicata nello studio di opere di Ingegneria civile particolarmente importanti sotto i profili tecnico ed economico (ad es. dighe, fondazioni, gallerie, ricerca di acque sotterranee, bonifiche, ecc.) è stata sempre più largamente attuata e sempre più si è dimostrata proficua.

In generale l'impiego di metodi geofisici è particolarmente necessario quando le condizioni geologiche delle formazioni (in superficie e, più di frequente, in profondità) si prospettano complesse o mal definibili. Il vantaggio che la prospezione geofisica, in ogni caso, assicura al fine di una migliore conoscenza geologica dell'area interessata, è quello di ridurre le ricerche dirette (esplorazione geologica del sottosuolo mediante scavi e perforazioni). Queste possono essere piuttosto costose o talora risultano sproporzionate all'interesse pratico della ricerca; in altri casi sono poi troppo lente rispetto alla possibile esigenza di dover disporre di dati entro un tempo assai breve.

Il problema della collaborazione tra Geologia e Geofisica nello studio di problemi tecnici applicativi riveste importanza determinante anche sotto il profilo della economicità dello studio stesso. Questo aspetto non va appunto trascurato nell'ambito del programma delle indagini e ricerche, direttamente connesse con la conoscenza del suolo e del sottosuolo, che ora sono in atto o in programma nelle regioni meridionali e che riguardano la realizzazione o la impostazione di grandi opere di Ingegneria civile, da parte di Enti pubblici e privati.

Come è noto ancor oggi l'ordinato sviluppo della Puglia e della Lucania è infatti in parte legato alle trasformazioni fondiarie e a un più razionale sfruttamento delle risorse naturali.

Sotto quest'ultimo aspetto appare utile rendere noti i risultati di alcune indagini di Geologia tecnica e di prospezioni geofisiche eseguite in ausilio alle ricerche geologiche. La Geofisica ha spesso trovato un campo di applicazione, talora solo per confermare la soluzione di problemi geologici già ritenuta attendibile; in altri casi, per fornire ulteriori elementi di giudizio, validi per una ponderata scelta della soluzione geologica più verosimile; infine a volte per accertare in loco caratteristiche tecniche del terreno interessanti ai fini della ricerca.

I risultati dell'interpretazione geofisica che verranno esposti, tradotti in termini geologici in parte direttamente verificati, hanno fra

l'altro anche un interesse pratico. Essi possono infatti essere assunti come termini di confronto, sia pure del tutto indicativi, nei problemi che sotto l'aspetto della natura e della giacitura delle rocce, risultano analoghi a quelli già studiati e risolti.

La presente nota s'inquadra nell'ambito delle attività e delle ricerche che l'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari svolge nel campo della Geologia Applicata nelle regioni meridionali, in collaborazione talora anche con Enti pubblici e privati. L'Autore ringrazia il Direttore dell'Istituto, Prof. Adriano Valduga, per i suggerimenti che egli ha dato durante il lavoro. Desidera inoltre ringraziare la Presidenza dell'Ente dell'Irrigazione e Trasformazione Fondiaria in Puglia e in Lucania, che gli ha permesso di utilizzare i risultati di ricerche applicative da esso finanziate, inoltre la Geosonda s. p. a. Roma e la Fondazione Ing. C. M. Lerici del Politecnico di Milano, per la cura e l'interesse con il quale esse hanno condotto le indagini geofisiche nonché per la collaborazione nell'interpretazione dei risultati.

I casi studiati

Si illustrano quelli fra i problemi studiati che sono apparsi più interessanti e significativi, sia per l'interesse generale sia per i risultati.

Per raggiungere lo scopo prefisso, ossia la migliore conoscenza geologica delle aree interessate dai progetti in corso di studio, si è generalmente seguita quella che appunto appare la più logica successione di impiego dei mezzi di indagine: rilevamento geologico di superficie, possibilmente integrato dall'esame delle foto aeree; scelta, in relazione alle condizioni geologiche individuate o supposte, del metodo e dei metodi geofisici più favorevoli per risolvere i problemi; esecuzione delle prospezioni geofisiche ed interpretazione dei dati ottenuti; eventuale accertamento o controllo delle interpretazioni geologiche, tramite perforazioni meccaniche.

1) - *Studio di una sezione trasversale di un corso d'acqua per l'impostazione di una diga in terra.*

Località - Contrada Passo di Giacobbe, nel bacino del fiume Lato (prov. di Taranto). Tav. I SE « Masseria Casamassima » del foglio 201 « Matera ».

G l i a c c e r t a m e n t i g e o l o g i c i. — Nella sezione della stretta prescelta si rilevano in superficie i seguenti terreni:

a) in alveo, depositi sabbioso-limosi con lenti o letti di ciottoli, incisi per qualche metro dal corso d'acqua;

b) nelle parti basse e medie dei versanti, argille grigio-azzurre e argille limose e sabbiose giallo-ocracee;

c) nelle parti alte dei versanti, sabbie o conglomerati, ora granulometricamente abbastanza bene distinti, ora in associazione alquanto caotica.

Le rocce affioranti nelle aree *b*) si possono facilmente identificare con quelle della ben nota formazione pliocenico-calabriana delle Argille grigio-azzurre della Fossa bradanica, i depositi sabbiosi e conglomeratici delle aree *c*) sono riferibili alla seconda fase della locale regressione post-calabriana (1).

Il passaggio dalle Argille grigio-azzurre l.s. alle sabbie e ai conglomerati è osservabile (sugli opposti versanti) a quote che sarebbero inferiori di qualche metro a quella del massimo invaso del bacino artificiale in progetto.

Nei punti dell'alveo nei quali sono stati eseguiti i sondaggi geognostici, il substrato dei depositi alluvionali è apparso costituito dalle Argille grigio-azzurre: lo spessore di questi depositi resta mediamente compreso tra i m 6 e 8 (in vicinanza delle sponde) ed i m 14 e 16 (in alcuni punti della zona centrale dell'alveo). I depositi alluvionali, già a qualche metro al di sotto del p.c. mostrano di essere poco assortiti granulometricamente; spesso le frazioni ciottoloso-sabbiose, ovvero quelle limoso-siltose, appaiono concentrate in lenti o letti.

In merito alle condizioni idrogeologiche delle rocce della « stretta », è stato possibile verificare anche tramite prove dirette di assorbimenti d'acqua che:

— le Argille grigio-azzurre sono praticamente del tutto impermeabili;

— le sabbie e i conglomerati delle parti alte dei versanti sono a luoghi mediamente o scarsamente permeabili per porosità (a seconda della distribuzione e frequenza della frazione psammitica);

---

(1) B. Radina, 1967. « *Geologia dei dintorni di Laterza e di Ginosa* (*prov. di Taranto e di Matera*) ». Boll. Soc. Nat. in Napoli, LXXVI, Napoli.

— i depositi alluvionali hanno tipo di permeabilità assai simile, nelle modalità, a quello della sabbie e conglomerati ora ricordati: quantitativamente, gli assorbimenti idrici sono, qui, condizionati dalla maggior presenza dei materiali ciottolosi e di quelli limoso-siltosi.

L'indagine geofisica. — È stata eseguita con la finalità di:

a) cercare di ottenere un maggiore numero di informazioni sulle condizioni litostratigrafiche dei depositi alluvionali d'alveo, da confrontare con le informazioni direttamente raccolte tramite i sondaggi geognostici, allo scopo di individuare il più probabile spessore dei depositi stessi, nonché la topografia del tetto del substrato impermeabile (Argille grigio-azzurre);

b) valutare lo stato di costipazione e di consistenza dei terreni, in corrispondenza della sezione di sbarramento.

Per il primo accertamento si è ritenuto consigliabile impiegare il metodo dei sondaggi elettrici verticali (S.E.V.), per il secondo è stato usato il metodo sismico a rifrazione. I risultati ottenuti da ciascuno dei due metodi hanno consentito inoltre la migliore interpretazione dei dati ricavati dall'altro (2).

Correlazione dei risultati della geofisica con i dati geologici. — Dal confronto tra i risultati dei S.E. con quelli dell'indagine geologica compiuta in superficie ed in profondità (sondaggi meccanici), sono apparse possibili localmente le seguenti correlazioni (fig. 1):

Resistività	Tipi litologici
25 - 50 ohm · m	Terreno vegetale, detrito, terreni superficialmente alterati.
50 - 100 ohm · m	Alluvioni prev. limose.
100 - 200 ohm · m	Alluvioni prev. ghiaiose.
100 - 200 ohm · m	Conglomerati e sabbie in associazione per lo più caotica.

---

(2) Le esplorazioni geofisiche sono state eseguite dalla « Geosonda » S. p. a. Roma. Su un'area di circa mq 9.000 sono stati fatti 25 sondaggi elettrici e sono state rilevate quattro linee sismiche (delle quali una grosso modo coincidente con il probabile asse dello sbarramento e le altre tre trasversali alla prima).

DEPOSITI D'ALVEO NELL'ALTO CORSO DEL F. LATO

Schema stratigrafico indicativo, con valori medi degli assorbimenti d'acqua e delle resistività.

TERRENI ATTRAVERSATI	prof. m p.c.	l/min m (5 10 15)	ohm m
Terreno vegetale limoso-argilloso inglobante ghiaia e ciottoli.	1.50		25÷50
Sabbie calcaree piuttosto fini alternate a straterelli di ciottoli.	5.00	11	100÷200
Ghiaietto e ciottoli in matrice sabbioso limosa; qualche lente sabbioso-argillosa	11.00		100÷200
Limi sabbiosi giallastri, inglobanti elementi ciottolosi.	12.50	6	50÷100
Argilla grigio-azzurra, talora leggermente limoso-sabbiosa.	15.00 20.00	1	6÷20

Fig. 1.

20 - 100 ohm · m	Sabbie e sabbie limose e argillose.
6 - 20 ohm · m	Argille sabbioso-limose giallastre e Argille grigio-azzurre.

In base a queste interpretazioni si è avvalorata la ipotesi di lavoro che la formazione delle Argille grigio-azzurre impermeabili rappresentano il substrato continuo su tutto il fronte della sezione di sbarramento; si è rilevato altresì che tale substrato si ritrova a quote economicamente raggiungibili dal diaframma di tenuta dello sbarramento e che il tetto delle Argille grigio-azzurre risale con continuità sugli opposti versanti a quote superiori a quelle previste per il massimo invaso.

L'indagine geosismica ha indicato l'esistenza, lungo tutta la sezione di sbarramento, di un mezzo di sufficiente spessore, con velocità di onde sismiche nel complesso uniforme (1,65 - 1,75 km/sec), sottostante a un mezzo superficiale a bassa velocità. La linea di separazione tra questi due mezzi non corrisponde in genere ad alcuna superficie limite tra formazioni diverse. Essa va intesa come limite tra un complesso superficiale poco addensato ed uno sottostante, più addensato. A questo ultimo possono corrispondere, da zona a zona, più di frequente la formazione delle Argille grigio-azzurre, ovvero i depositi alluvionali d'alveo a grana media e fine, più costipati.

Si può concludere che già a 5 - 8 metri di profondità. dovrebbero trovarsi terreni di fondazione con discrete caratteristiche elastiche, in relazione ai carichi che gli stessi dovranno sopportare. In definitiva il valore del modulo di Young dinamico che si è ricavato (con velocità delle onde elastiche 1,65 - 1,75 km/sec, coeff. di Poisson 0,20, densità media delle rocce 2,2 tonn/m^3) e che è pari a 5×10^4 kg/cm^2, appare abbastanza soddisfacente, tenendo conto del tipo di diga da progettare (in materiali sciolti) e della natura delle rocce che dovranno costituire il piano di fondazione.

2) - *Ricerca dello spessore di un deposito costituito da detrito di frana e di falda.*

Località - Torrente Camastra, affluente di destra del fiume Basento (prov. di Potenza). Tav. IV SO « Trivigno » del foglio 200 « Tricarico » (ex « Laurenzana »).

Gli accertamenti geologici. — Sulla sponda destra del T. Camastra, il più esteso affioramento su cui poggia la spalla della diga in terra di Ponte Fontanelle (3) è rappresentato da una coltre di frana e di falda. Questo detrito, in parte abbastanza assestato, è costituito da una matrice fondamentale terroso-sabbiosa, a luoghi limoso-argillosa, entro la quale sono inglobati frammenti a spigoli vivi di varie dimensioni (si notano talora blocchi di diversi metri cubi) di arenarie quarzose grigiastre e giallastre; subordinatamente si trovano pure frammenti di calcari marnosi e di marne, tutti di dimensioni piuttosto piccole. Il lembo detritico poggia per la maggior parte su strati prevalentemente marnoso-argillosi a luoghi affioranti in alveo e riferibili dal punto di vista stratigrafico ad un flysch arenaceo-marnoso-argilloso ben esteso nel bacino del T. Camastra. Va notato che nella parte alta e media del versante destro questo flysch è prevalentemente arenaceo.

La coltre detritica deriva dalla disgregazione del flysch affiorante nell'alto versante e da dissesti e frane che possono aver interessato, in vari periodi e in vario grado, la parte del flysch più decisamente marnoso-argillosa.

Le indagini geognostiche dirette (sondaggi, trincee, cunicoli) eseguiti in alcuni punti della coltre detritica hanno rilevato che la stessa è assai caotica per uno spessore dell'ordine di m 15 - 20. Al di sotto, per uno spessore di 10 - 15 metri si può riconoscere nella coltre una maggiore uniformità dei frammenti arenacei ed una certa regolarità nella giacitura di questi fra letti argilloso-sabbiosi. La parte inferiore del detrito l.s. può insomma essere rappresentata da pacchi di strati di arenarie (appartenenti alla porzione prevalentemente arenacea del flysch), fratturati e scompaginati per acconsentimento al pendio del versante.

L'indagine geofisica e l'interpretazione dei risultati. — È stata eseguita per precisare ed estendere le informazioni sullo spessore della coltre detritica di frana e di falda e quindi per individuare la topografia del tetto del flysch; inoltre per avere un orientamento, sia pure del tutto preliminare, sul comportamento meccanico dei materiali della coltre stessa. È stato ritenuto consiglia-

(3) B. Radina, 1967. « *Studi geologici per lo sbarramento del T. Camastra nel bacino del F. Basento* (*App. lucano*) », « Geologia Tecnica », n. 2, Milano.

bile di utilizzare contemporaneamente il metodo geoelettrico (Sondaggi elettrici verticali) e quello sismico a rifrazione (4).

L'esame statistico dei sondaggi elettrici compiuti ha posto in rilievo una buona rispondenza tra gli spessori degli ammassi per i quali la sismica di rifrazione ha indicato valori bassi di velocità e gli spessori di quelli caratterizzati da elevata resistività. I terreni con resistività media di 200 ohm m risultano avere grosso modo una velocità sismica di 1000 m/sec; i sottostanti terreni caratterizzati da resistività pari a 20 ohm m dovrebbero corrispondere al flysch in posto, che rileva una velocità sismica dell'ordine di 2400 m/sec (fig. 2).

Il valore alquanto elevato della resistività sembrava confermare che la gran parte della coltre detritica anche in profondità non è rappresentata da materiale argilloso: circostanza questa che si era già avuto modo di osservare direttamente sia in alcuni spaccati naturali, sia attraverso l'esame dei campioni provenienti dai sondaggi meccanici.

In conclusione, pur nella difficoltà di dare ai parametri geofisici misurati in fase di rilievo un chiaro ed univocabile significato geologico e geotecnico (difficoltà dovuta in gran parte alla caoticità ed eterogeneità litologica della coltre detritica) l'indagine geofisica svolta alla luce dei risultati geognostici acquisiti ha permesso le seguenti interessanti osservazioni (fig. 2):

a) il mezzo più superficiale, dello spessore di 5 - 8 m è caratterizzato da velocità comprese tra 0,4 e 0,8 km/sec può rappresentare il terreno agrario e la parte più alta del detrito di falda e di frana « aerata » e poco o nulla costipata. Il valore della resistività di questi materiali, mediamente compreso tra 50 e 70 ohm m, fa ritenere possibile che i materiali stessi possano essere caratterizzati da un certo contenuto di argilla.

b) al di sotto, il mezzo nel quale, in media, la velocità è di 1 km/sec (resistività di 100-200 ohm m), può essere interpretato come un terreno sciolto per lo più incoerente (o lapideo, piuttosto intensamente fratturato), abbastanza bene assestato. Esso può assimilarsi alla parte inferiore della coltre detritica di frana e di falda, e probabilmente costituisce la porzione più elevata degli strati arenacei del flysch scompaginati e fratturati per acconsentimento al pendio del versante.

---

(4) Le esplorazioni geofisiche sono state eseguite dalla « Fondazione Ing. C. M. Lerici » del Politecnico di Milano. Su una superficie di circa mq 8000 sono stati rilevati n. 24 S.E. ed esplorati 3500 m di profilo a rifrazione.

CONFRONTO TRA SEZIONE GEOLOGICA, SEZIONE GEOELETTRICA E SEZIONE SISMICA. (T. Camastra)

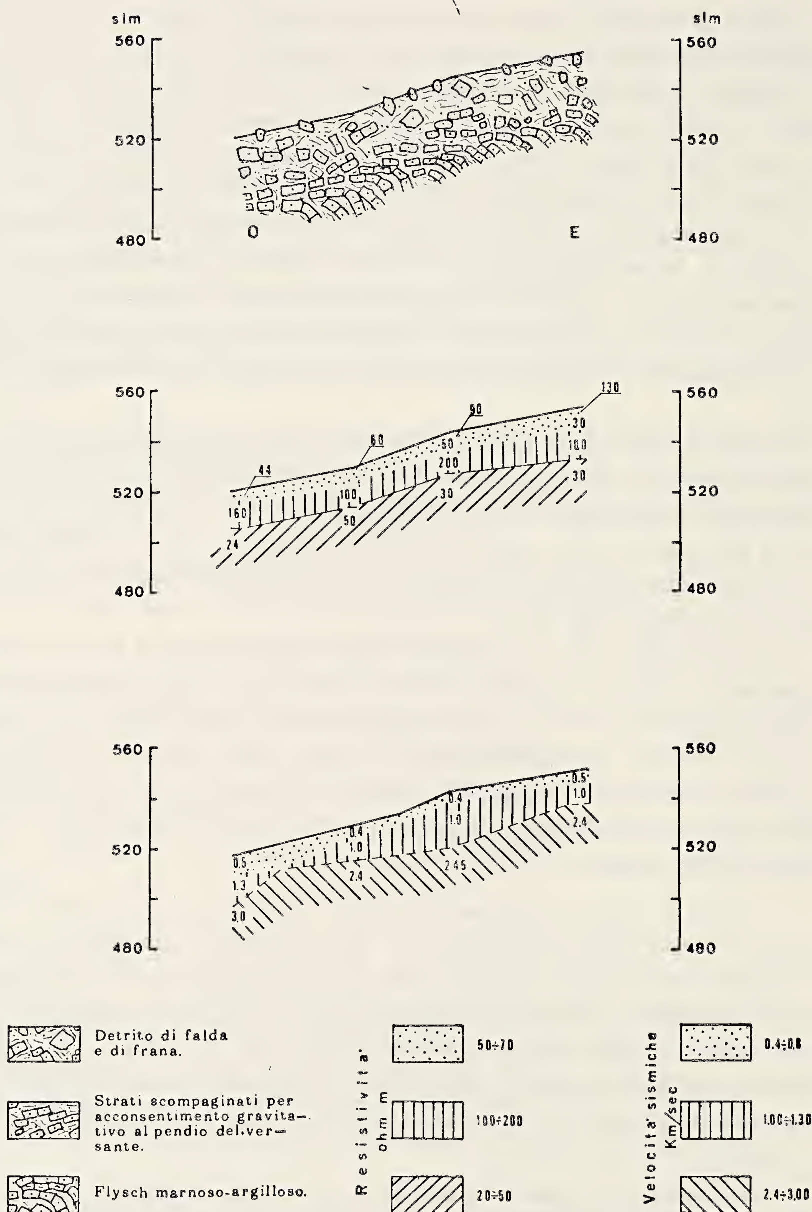


Fig. 2.

Lo spessore totale di questi materiali può essere valutato intorno ai 20 metri.

c) le velocità pari o superiori ai 2,4 km/sec si riferiscono ovunque al substrato fliscioide in posto, dotato di un rilevante grado di coesione.

L'andamento delle isopache (fig. 3), della parte caratterizzata da velocità inferiori o uguali a 1 km/sec, ha infine consentito di avere un'idea sufficientemente indicativa sulla topografia del substrato fliscioide, assestato e stabile, nonché sui più probabili spessori della coltre detritica di frana e di falda che lo ricoprono.

3) - *Condizioni idrogeologiche dell'alveo del fiume Basento, in vista della utilizzazione di questo come canale naturale* (5).

Località - Medio bacino del fiume Basento (versante ionico-lucano): km 45 di fondo valle, compresi fra gli abitati di Calciano a NO e di Bernalda a SE: (Tav. I SE « Borgata S. Elia » del F° 200 « Tricarico » e Tav. IV SO « Miglionico », III NO « Ferrandina » e III SE « Bernalda » del F° 201 « Matera »).

Gli accertamenti geologici. — Lungo il tratto studiato, nella parte bassa e a luoghi in quella intermedia dei versanti della valle del F. Basento, affiora una formazione essenzialmente argillosa di età pliocenica superiore-calabriana (« Argille azzurre » l.s. della Fossa bradanica). Essa è più precisamente costituita da argille, argille marnose, argille limoso-sabbiose e sabbiose, di colore che va dall'azzurro al grigio-azzurrognolo al giallo-marroncino (per alterazione). In queste rocce solo a luoghi, laddove sono presenti frustoli carboniosi o dove la frazione sabbiosa è più cospicua, è possibile riconoscere alcuni cenni di stratificazione.

Sotto il profilo morfologico, le Argille azzurre sono modellate ad ampi dossi mammellonari, con superfici poco inclinate (cupole d'argilla); dove l'inclinazione dei versanti è piuttosto accentuata esse si presentano però con alcune delle forme più caratteristiche dovute soprattutto a fenomeni di intensa erosione superficiale e a smottamenti (calanchi, lame, ecc.).

---

(5) L'alveo del F. Basento dovrebbe esser utilizzato come canale naturale per il trasporto delle acque da monte (bacino di raccolta) a valle (impianti industriali della zona Pisticci-Ferrandina).

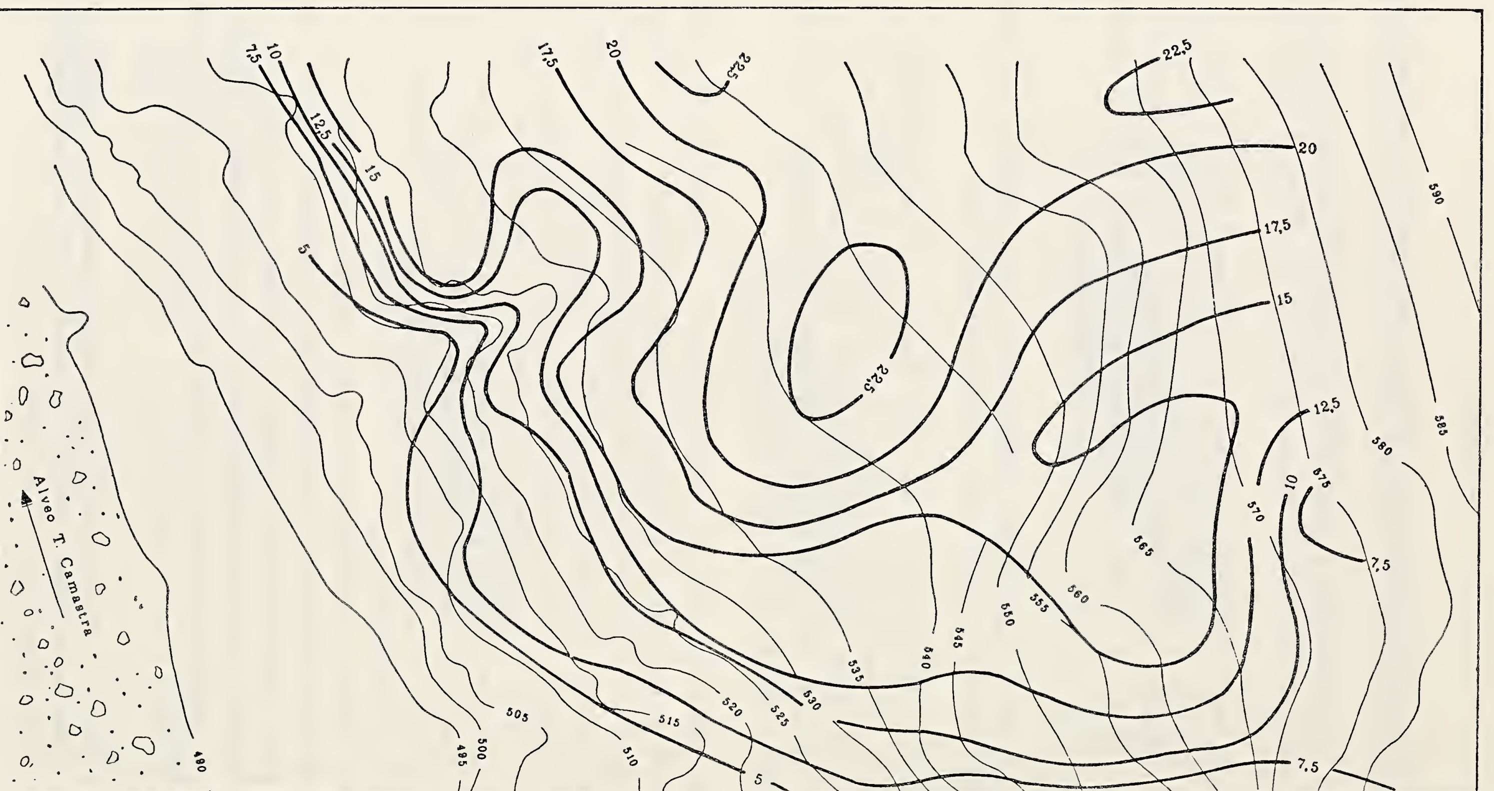

Alveo T. Camastra
590
585
580
575
570
565
560
555
550
545
540
535
530
525
520
515
510
505
500
495
490
22,5
20
17,5
15
12,5
10
7,5
5
ISOPACHE — (equidistanza 2,5 m) della coltre con velocita' inferiori o uguali a 1 Km/sec
ISOIPSE — (equidistanza 5.0 m)

Fig. 3.

Arealmente la formazione costituisce due fasce continue in sinistra e destra del corso d'acqua, variamente estese. Fra queste restano compresi i depositi alluvionali recenti ed attuati del fiume Basento, formati da ghiaie, sabbie e limi.

Questi sedimenti, che appaiono per lo più commisti, in parecchi piccoli spaccati d'erosione sono osservabili anche in letti o lenti ben distinte granulometricamente. Nel letto fluviale si rilevano alcune piccole isole fluviali, vuoi di sedimentazione, vuoi di avulsione. I contorni di queste isole sono abbastanza ben delineati nelle carte topografiche al 25.000 dell'I.G.M.

Il corso del fiume Basento, particolarmente nella parte inferiore del tratto studiato (grosso modo tra la regione Pantaniello a SE di Ferrandina e Bernalda) è caratterizzata da uno sviluppo prevalentemente meandriforme: il raggio medio dei meandri oscilla intorno ai 100 - 150 metri, la larghezza dell'alveo non supera in genere i m 40. Alcuni sondaggi (n. 10) eseguiti in alveo e distribuiti nel tratto del corso d'acqua compreso tra la Stazione ferroviaria di Ferrandina e quella di Pisticci, hanno incontrato la formazione delle Argille grigio-azzurre, impermeabili, a una profondità compresa tra m 7,50 e m 10 dal p.c. I depositi alluvionali attraversati dai sondaggi sono risultati costituiti da ghiaie, talora miste a sabbie per lo più fini e a luoghi prevalentemente limose, nelle quali si intercalano a varie profondità letti e livelli di limi argillosi e sabbiosi, a luoghi spessi anche qualche metro. Tutte queste rocce hanno grado di permeabilità assai variabile. Nella maggior parte dei sondaggi il tratto più superficiale degli stessi (per circa m 1-1,50) è costituito da sabbie limose e da limi argillosi.

Utilizzazione geologica dell'esplorazione geoelettrica. — L'indagine geologica di superficie ed i risultati dei sondaggi geognostici eseguiti, lasciano supporre che le Argille grigio-azzurre, impermeabili, possano rappresentare, nel tratto del F. Basento in studio, il substrato non molto profondo, impermeabile dei depositi alluvionali clastici variamente permeabili. Per un rapido ed economico accertamento estensivo (su circa 45 km di alveo) delle suddette condizioni geologiche, è stato scelto il metodo dei sondaggi elettrici verticali (S.E.V.) che, come è noto, si presta assai bene allo studio di terreni sciolti poggianti su formazioni argillose (6).

---

(6) La ricerca geofisica è stata eseguita dalla Fondazione ing. C. M. Lerici del Politecnico di Milano.

È stata eseguita una serie di 17 profili di elettrosondaggi (con un totale di 130 S.E.V.) trasversali al corso d'acqua e distribuiti lungo di esso a distanza pressocché uguale l'uno dall'altro. L'esame di questi profili mette in luce la presenza costante, ad una profondità mediamente compresa tra i m 8 e i m 12 dal p.c., di una formazione conduttiva di fondo, caratterizzata da resistività generalmente inferiore a 5 ohm. m: questa può essere sicuramente identificata con le Argille grigio-azzurre pliocenico-calabriane. Lo studio delle resistività rilevate per i terreni presenti al di sopra delle Argille grigio-azzurre, associato con le indagini stratigrafiche sui sondaggi eseguiti in alveo, consente di raggruppare tali terreni in tre complessi principali, interpretabili nel modo seguente (fig. 4):

a) copertura discontinua con letti di materiale caratterizzato da alte resistività (50-200 ohm m): può corrispondere ad alluvioni in gran parte sabbioso-ghiaiose;

b) materiale a resistività comprese tra 10 e 40 ohm m: è il più abbondante e diffuso e può rappresentare delle alluvioni prevalentemente limose e argillose; è probabile che in questo complesso possono essere presenti, sotto forma di alternanze, dei livelli sabbiosi;

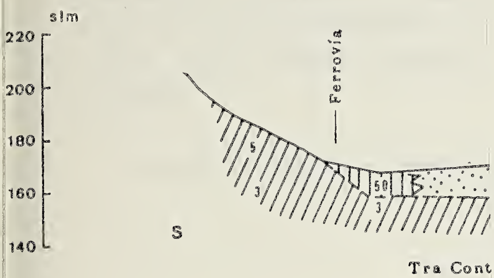
c) lenti o coperture discontinue di materiale limoso-argilloso caratterizzato da resistività inferiore a 15 ohm m (5 - 15 ohm m).

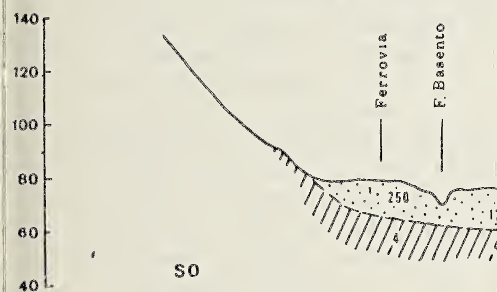
Interpretati estensivamente, i risultati ottenuti consentono alcune interessanti osservazioni. I valori delle resistività delle alluvioni (per i primi 7 - 10 m) decrescono piuttosto rapidamente da monte a valle: pertanto, mentre fin presso la Stazione di Ferrandina le alluvioni del fiume sembrano in prevalenza grossolane, a sud di Pisticci queste appaiono costituite quasi per intero da limi più o meno argillosi. Solo presso l'abitato di Bernalda, le alluvioni sembrano riacquistare una cospicua quantità di materiali grossolani. È probabile che questi ultimi provengano dai conglomerati quaternari che si ritrovano localmente sulla sommità dei versanti sinistro e destro del fiume Basento.

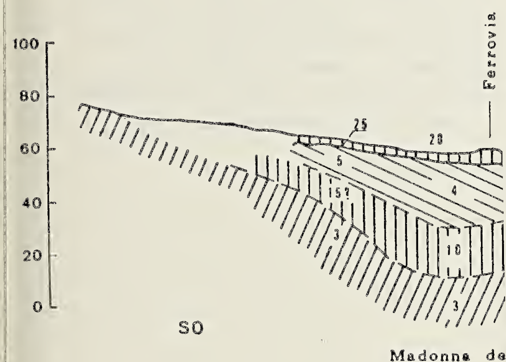
In definitiva, le considerazioni svolte portano alle seguenti conclusioni nei riguardi della idoneità dell'alveo del F. Basento a fungere da canale naturale.

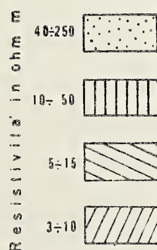
È assai improbabile che la circolazione idrica si esplichi in egual misura e con continuità in tutta la coltre alluvionale. Infatti la maggior parte dei depositi alluvionali è del tipo limoso-argilloso, scarsamente o per nulla permeabile; le parti permeabili (ghiaie e sabbie) sono limitate a lembi discontinui e per lo più superficiali. Le perdite

SEZIONI ELETTROST

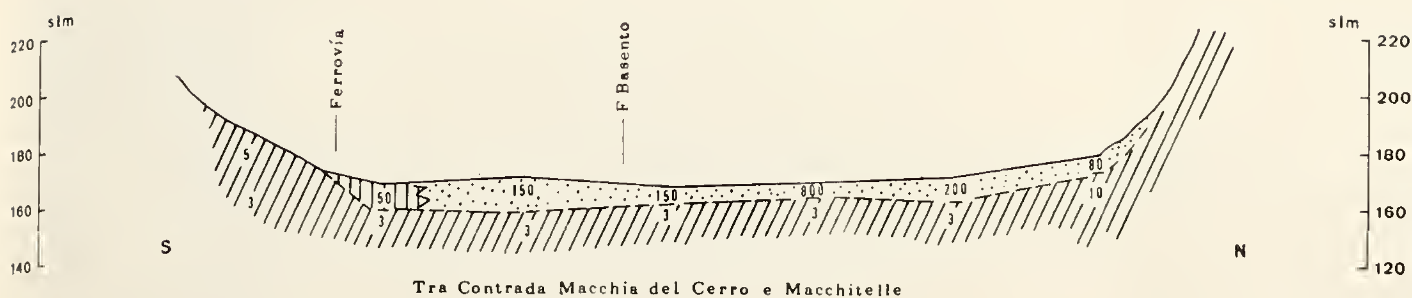


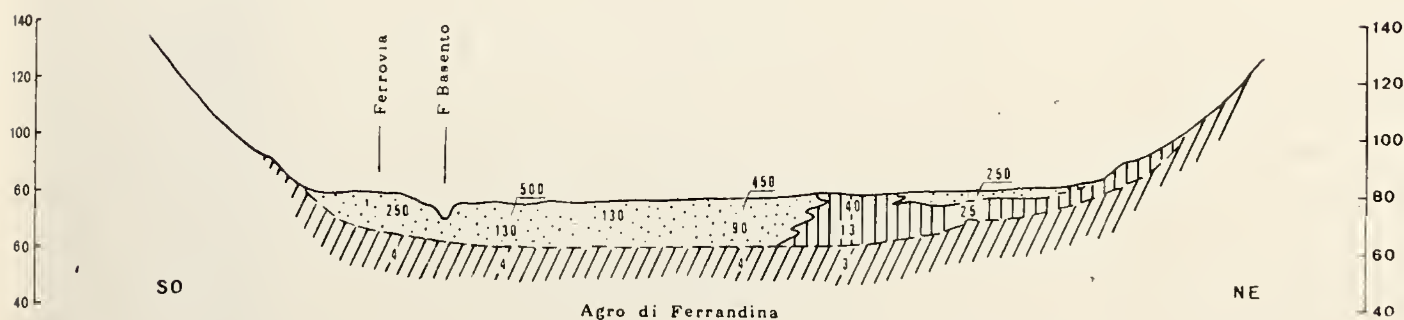


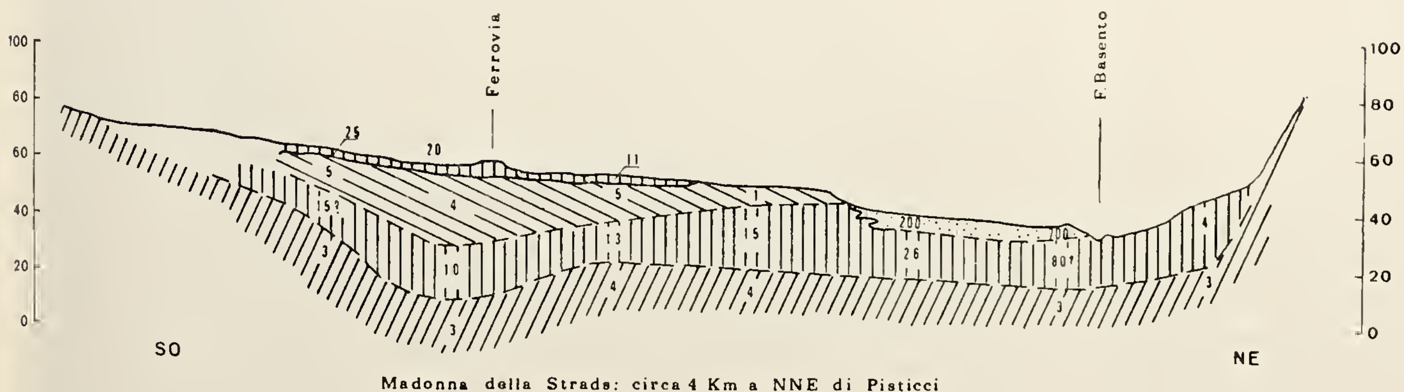




SEZIONI ELETTROSTRATIGRAFICHE ATTRAVERSO IL F. BASENTO







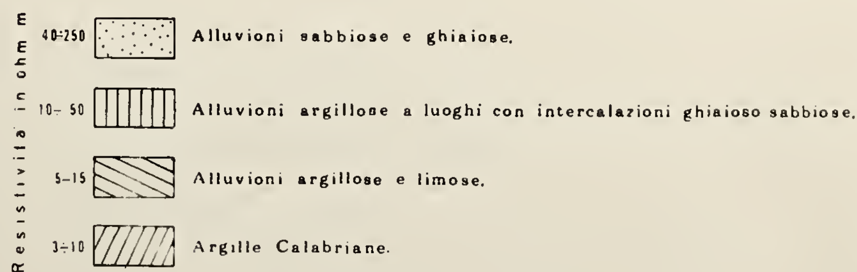


Fig. 4.

d'acqua nel tratto preso in esame possono per tanto essere considerate come del tutto trascurabili; la circolazione idrica nella coltre alluvionale appare limitata quasi per intero alle parti più superficiali di questa.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari, novembre 1967.

BIBLIOGRAFIA

Cassinis R. & Belfiore E., 1962. *Applicazione dei metodi geofisici allo studio dei tracciati stradali con particolare riferimento ai problemi delle frane.* « Rivista d'Ingegneria », n. 9, Milano.

Ippolito F. & Manfredini A., 1952. *La geofisica e la geologia nelle ricerche idriche.* « L'Acqua », n. 7-8, Roma.

Manfredini A., 1952. *Studio dell'alveo dei fiumi a mezzo di sondaggi elettrici.* « Boll. Serv. Geol. It. », vol. LXXIII, Roma.

Manfredini A., 1958. *Ricerche di falde acquifere nel sottosuolo (Roma e campagna romana).* « Boll. Serv. Geol. It. », vol. LXXIX, Roma.

Manfredini A., 1958. *Studio geofisico di una galleria per l'acquedotto campano (Appennino meridionale).* « Boll. Serv. Geol. It. », vol. LXXIX, Roma.

Menut P., 1960. *Studio mediante prospezione geofisica della falda alluvionale nella fiumara Buonamonico.* « Geotecnica », vol. VII, Milano.

Mouton J., 1960. *Possibilità di applicazione dei metodi geofisici nei problemi posti per lo scavo dei canali.* « Geotecnica », vol. VII, Milano.

Petrucci G., 1951. *Lo studio dei terreni di fondazione per mezzo di sondaggi elettrici.* « Giornale del Genio Civile », vol. 89, Roma.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 51-91; 25 figg.

Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania) (*)

Nota del Dott. ENNIO COCCO e del Socio TULLIO PESCATORE

(Tornata del 29 marzo 1968)

Riassunto — Vengono descritti nella zona di Monte Sacro fenomeni di scivolamenti gravitativi (olistostromi) presenti in due distinti livelli nella successione del *flysch del Cilento.*

L'olistostroma inferiore è lenticolare, si presenta con spessori generalmente ridotti e facies talvolta diverse; l'olistostroma superiore ha spessori maggiori ed affiora dovunque con continuità.

Due elementi caratterizzano questi depositi: (a) conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale, e (b) successioni stratificate di marne siltose e marne silicifere rosse, diaspri, calcareniti e arenarie.

I conglomerati senza stratificazione a tessitura fluidale vengono interpretati come successioni disordinate di colate di fango che si sovrappongono e si distribuiscono irregolarmente inglobando caoticamente materiale litoide di varia natura e dimensioni. Questa massa fluido-viscosa ha permesso al materiale stratificato sovrastante di franare lungo il pendio con velocità modesta, senza che la stratificazione venisse distrutta od obliterata.

Le successioni stratificate di marne rosse e calcareniti con livelli diasprigni alla base, di età Maastrichtiano-Paleocene, sono depositi estranei al bacino del *flysch del Cilento,* correlabili ipoteticamente a depositi della serie calcareo-silico-marnosa lucana tipo « flysch rosso » e « scisti rossi di Pecorone ».

Lo spostamento da sud ovest verso nord est dei depositi olistostromici, che potrebbero testimoniare le prime fasi della traslazione della coltre lucana, fa ritenere che la serie calcareo-silico-marnosa si sia deposta ad occidente del *flysch del Cilento* e successivamente si sia spostata verso oriente.

Viene inoltre messa in rilievo la sovrapposizione tettonica del *flysch del Cilento* sulla serie della Piattaforma carbonatica appenninica.

Abstract — Two levels of gravity sliding (olistostromes) in the Cilento Flysch (Southern Apennines) are described.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Gruppo per la Geologia dei Sedimenti.

The lower olistostrome has reduced thickness and is lenticular in shape; the upper one is thicker and outcrops more widely.

The olistostromal rock types are: (a) unstratified conglomerates with prevailing clayey-silty matrix and fluidal texture (mud and sand flow) and (b) stratified red marls, jaspers, calcarenites and sandstones.

The unstratified conglomerates (a) are interpreted as random sequences of irregurarly flowing muds with a chaotic mixture of lithified materials of various nature and size (up to tens of m^3).

The prevailing muddy matrix has allowed the overgliding stratified rocks to slide along the slope, preserving their bedding.

The stratified sequences of red marls and calcarenites with their basal levels of jaspers (b), Maastrichtian-Paleocenic in age, are rocks with no relationship with the Cilento Flysch basin. They are here tentatively related to parts of the « serie calcareo-silico-marnosa » (calcareous-siliceous-marly sequence) of Lucania (« Flysch rosso », « Scisti rossi di Pecorone »).

The north-eastward displacement of the olistostromes, possibly caused by the beginning of the Lucanian nappe gliding, allows to infer an original western situation of the calcareous-siliceous-marly sequence in respect of the Cilento Flysch basin.

Last the Cilento Flysch thrust over the more external Apennine Carbonate Platform is pointed out.

Premessa

Ricerche geologiche compiute nel Cilento, nella zona compresa tra Monte Sacro e Monte Centaurino (fig. 1), hanno messo in luce la presenza di scivolamenti gravitativi (olistostromi), localizzati in due distinti livelli nella successione stratigrafica del *flysch del Cilento.*

Il termine olistostroma ha avuto dal 1955 molteplici interpretazioni (1); sembra utile quindi precisare che si usa questo termine nel senso originario di Flores: deposito prodotto da franamento gravitativo (*deposit produced by gravity sliding*, in Glossary of Geology, A.G.I., supplemento, p. 46).

Gli olistostromi costituiscono intervalli caotici intercalati a normali successioni stratigrafiche; sono costituiti da sedimenti se non del tutto estranei al bacino di sedimentazione in cui si rinvengono, almeno differenti nettamente come facies rispetto ai sedimenti nei quali sono intercalati (ad es. facies marginali di un bacino incluse caoticamente nelle successioni di facies distali); essi quindi non de-

(1) Per notizie più dettagliate sugli olistostromi si rimanda al lavoro di Jacobacci 1966 che riporta una esauriente bibliografia.

vono esser confusi con il prodotto di fenomeni sedimentari (franamenti intraformazionali).

Di frequente gli olistostromi rappresentano le prime avvisaglie dell'arrivo di coltri gravitative e ne costituiscono le porzioni avanzate, a volte addirittura le fronti.

La messa in posto di questi olistostromi si realizza, nel Cilento,

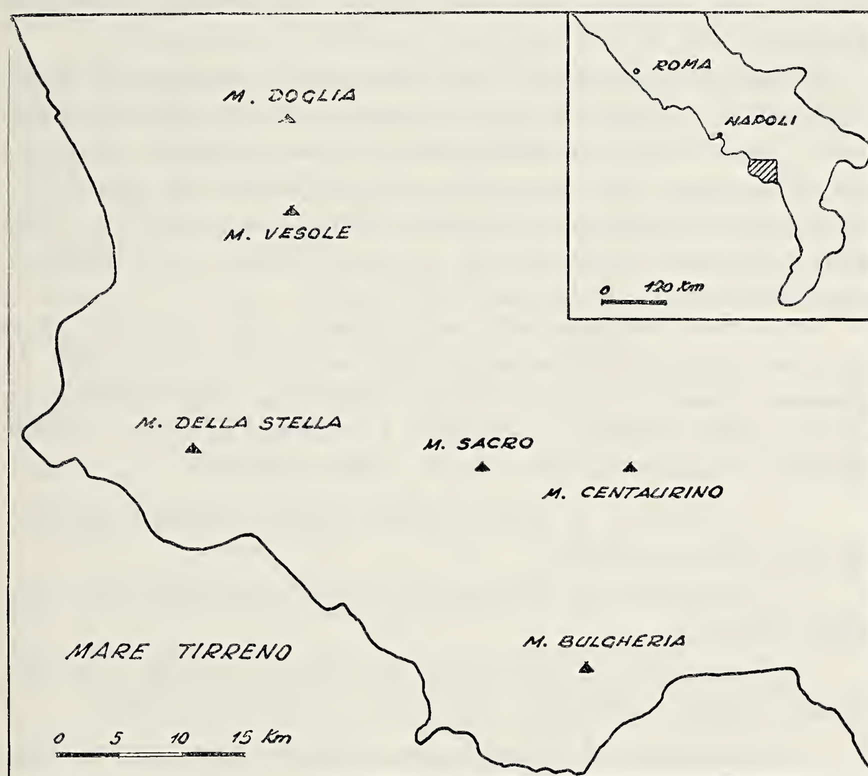


Fig. 1. — Ubicazione dell'area.

tramite grandi colate di fango che sostengono e accompagnano le masse litiche franate; l'instabilità tettonica del bacino è la componente principale di tali franamenti.

Cenni bibliografici

Negli ultimi anni parecchi autori hanno effettuato ricerche generali o di dettaglio sulla geologia del Cilento.

Ippolito e Lucini 1957 distinguono:

a) « Flysch argilloso-filladico », che si estende dal Cilento meridionale fino al versante nord orientale del gruppo del Pollino, con depositi prevalentemente argillosi, marcatamente filladici nell'alta valle del Sinni;

b) « Flysch marnoso-arenaceo », diffuso nel Cilento, nella Basilicata e nel versante ionico del Pollino, con depositi marnosi e arenacei.

Donzelli e Crescenti 1962 descrivono in dettaglio il flysch « *Albanella* »: arenarie alternate a marne, di età oligocenica. Gli Autori ritengono tale flysch alloctono in quanto reputano improbabile che si possa avere una sedimentazione fliscioide in piccoli bacini limitati da sedimenti carbonatici neritici, tanto più che i sedimenti oligocenici mancano nella serie carbonatica e il Miocene è trasgressivo sui sedimenti cretacici o eocenici.

Selli 1962 distingue nelle *coltri silentine*, tra i « terreni caotici », un flysch argillitico-quarzoso-calcareo a volte con accenno di epimetamorfismo e frequentemente caoticizzato, corrispondente al « Flysch argilloso-filladico », Ippolito e Lucini 1957 e al « Flysch fillonitico », Cotecchia 1958; tra le « zolle inglobate »:

a) *Formazione di Monte Doglia*, depositi calcarei, calcareo-marnosi, calcareo-siliciferi.

b) *Formazione di Bellosguardo*, flysch marnoso-arenaceo con calcari marnosi.

c) *Formazione di Albanella*, flysch marnoso-arenaceo di età oligocenica (Flysch « *Albanella* », Donzelli e Crescenti 1962).

d) *Formazione di Monte Sacro*, arenarie a grana grossa, alternate a conglomerati.

Secondo l'Autore la *formazione di Monte Doglia* e la *formazione di Bellosguardo* sarebbero telealloctone; la *formazione di Albanella* alloctona ma con traslazioni più modeste; la *formazione di Monte Sacro* probabilmente neoautoctona.

Grandjacquet 1963 nel suo schema strutturale dell'Appennino campano-lucano ritiene il flysch del Cilento alloctono e di età compresa tra il Cretacico e il Miocene.

Ietto, Pescatore e Cocco 1965 segnalano nel Cilento occidentale una successione stratigrafica di età mesozoico-terziaria, dello spessore di circa 4.000 m costituita da tre termini:

a) *Formazione di S. Venere*, argilliti, calcari arenacei, arenarie, di età Cretacico inferiore-Cenomaniano. Corrisponde al « Flysch argilloso-filladico » p.p., IPPOLITO e LUCINI 1957, ai « terreni caotici » p.p., SELLI 1962 e alla *formazione di M. Doglia*, SELLI 1962.

b) *Formazione di Pollica*, prevalentemente arenacea, di età Cretacico superiore-Eocene basale. Corrisponde al « Flysch marnoso-arenaceo » p.p., IPPOLITO e LUCINI 1957.

c) *Formazione di S. Mauro*, marnoso-arenacea alla base e arenaceo-conglomeratica alla sommità, di età Eocene-Miocene? Corrisponde al « Flysch marnoso-arenaceo » p.p., IPPOLITO e LUCINI 1957 e al flysch « *Albanella* », DONZELLI e CRESCENTI 1962.

PESCATORE 1966 illustra le caratteristiche sedimentarie del flysch del Cilento occidentale mettendo in evidenza due cicli sedimentologici che evolvono entrambi da fasi distali a fasi prossimali di correnti di torbida (primo ciclo: *formazione di S. Venere* e di *Pollica*; secondo ciclo: *formazione di S. Mauro*).

VEZZANI 1966 descrive nella Lucania meridionale la porzione superiore di una successione fliscioide di geosinclinale, tettonicamente sovrapposta alla serie carbonatica mesozoica e terziaria del Monte Pollino. Tale successione presenta strette analogie litologiche e medesime giaciture del *flysch del Cilento*.

MARINI e ANDRI 1966 accennano brevemente ai depositi fliscioidi del Cilento e sembra che propendano per una autotoctonia di questi depositi, considerati stratigraficamente legati alla serie carbonatica mesozoica come parte della successione miocenica (o addirittura oligocenica) trasgressiva sui calcari del Cretacico-Paleocene.

CESTARI 1967 precisa con maggior dettaglio un'ipotesi autoctonista del flysch del Cilento, che suddivide in tre complessi:

1) *Complesso argilloso-calcareo* (corrispondente alla *formazione di S. Venere*), di età Cretacico inferiore nell'area centrale del Cilento (Monte della Stella) e Oligocene-Miocene medio inferiore nell'area settentrionale (Valle del Calore).

2) *Complesso arenaceo-marnoso* (corrispondente alla *formazione di Pollica* e alla *formazione di S. Mauro* p.p.) di età Cretacico superiore-Eocene a Monte della Stella, Oligocene e Miocene a Roccadaspide.

3) *Complesso arenaceo-conglomeratico* (corrispondente alla *formazione di S. Mauro* p.p.) di età Miocene medio-inferiore.

In molte parti del Cilento (Trentinara, Rofrano, Sapri ecc.), afferma l'Autore, « *è possibile osservare il passaggio stratigrafico regolare... dal substrato calcareo alla copertura del flysch* ». Il flysch di età Cretacico-Paleocene « *può essere inquadrato nello schema stratigrafico generale* », ammettendo « *la possibilità di variazioni laterali di facies fra il substrato calcareo-dolomitico ed il flysch* ».

L'Autore afferma infine che nella zona di Rofrano i « *calcari mesozoici non poggiano sul flysch ma s'immergono regolarmente sotto di questo con normale rapporto stratigrafico* ».

Anche Richter 1967 considera il flysch del Cilento autoctono e di età terziaria.

Sgrosso e Torre 1967 descrivono una successione stratigrafica maastrichtiano-eocenica nell'area di Roccagloriosa, affiorante in finestra tettonica al di sotto del flysch del Cilento.

Nel corso del nostro lavoro ci riserviamo, tra l'altro, di mettere in evidenza:

1) Netta distinzione tra i sedimenti del *flysch del Cilento* e i sedimenti flisciodi che costituiscono la porzione superiore della successione miocenica trasgressiva sulla serie neritica mesozoico-paleocenica (*Piattaforma carbonatica*).

2) Età Cretacico-Oligocene (Miocene?) del *flysch del Cilento* (esistono comunque problemi aperti particolarmente sulla datazione della parte alta della successione).

3) Sovrapposizione tettonica del *flysch del Cilento* sui sedimenti flisciodi della successione miocenica trasgressiva sulla *Piattaforma carbonatica.*

Successione stratigrafica

Il *flysch del Cilento* è costituito dalle seguenti formazioni (fig. 2 a):

Formazione di S. Venere

Calcilutiti marnose, argilliti e argille siltose talora con aspetto filladico, calcari arenacei e quarzoareniti gradate; calcareniti a cemento spatico, calcilutiti spesso silicifere tipo *pietra paesina.*

Le variazioni laterali sono marcate da zona a zona.

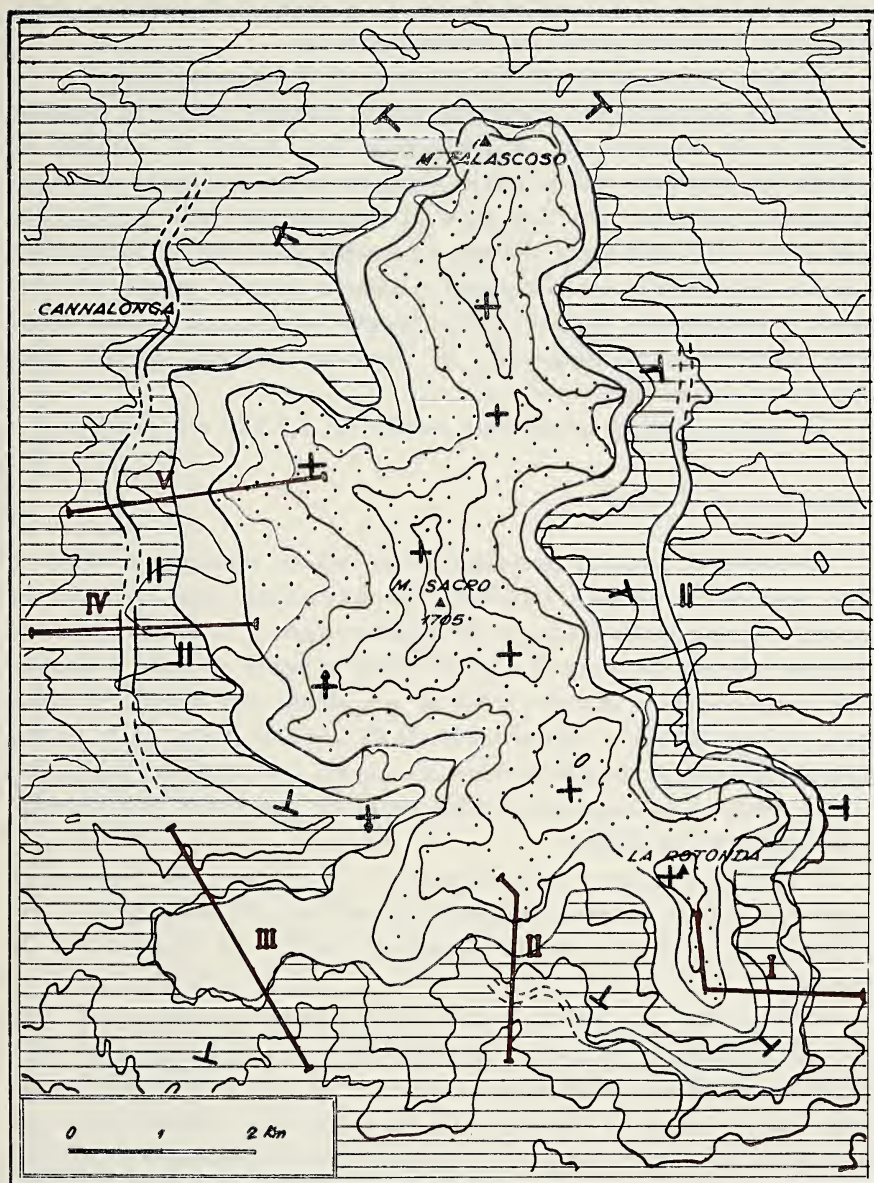


Fig. 2. a. — Carta geologica schematica di Monte Sacro. Punteggiato: *formazione di S. Mauro* p.p. - conglomerati; tratteggio orizz.: *formazione di S. Mauro* p.p., *formazione di Pollica* - marne, arenarie e conglomerati; bianco: olistostroma.

Profili geologici: I - *Sezione di Tempa del Ciglio* (v. fig. 3); II - *Sezione di Monte Lepre* (v. fig. 7); III - *Sezione di Lagorusso* (v. fig. 9); IV - *Sezione di Tempa della Rosalia* (v. fig. 13); V - *Sezione di Tempa del Lupo* (v. fig. 19).

Nella parte bassa sono stati rinvenuti Tintinnidi (*Stenosemellopsis hispanica, Calpionella darderi*), qualche Calpionella; nella parte alta *Pitonella ovalis* ed *Heldbergella* sp.

L'età è compresa tra il Neocomiano ed il Cenomaniano.

Questa formazione è costituita per la maggior parte da depositi pelitici e da depositi che rappresentano fasi distali di correnti di torbida. Le strutture sedimentarie primarie presenti (calchi di docce d'erosione) indicano una direzione di scorrimento delle correnti da nord ovest verso sud est. È da tener presente però che la formazione è molto tettonizzata con frequenti pieghe a piccolo raggio, ribaltamento e scollamento degli strati (a luoghi interpretabili come fenomeni sinsedimentari-*slumpings*); le direzioni rilevate, quindi, possono avere scarso significato.

Lo spessore della formazione oscilla tra i 1.000 e i 1.300 m.

Formazione di Pollica

Arenarie a cemento prevalentemente siliceo alternate a siltiti e siltiti argillose; i termini inferiori della formazione sono costituiti da arenarie a grana media e fine, in straterelli intorno a 10 cm di spessore; i termini più alti da arenarie a grana media e grossa in strati e banchi, e da conglomerati a matrice arenacea prevalente con ciottoli di rocce ignee, metamorfitiche e sedimentarie. Nella zona di Ascea ed in quella orientale del gruppo di Monte Sacro prevalgono i termini conglomeratici.
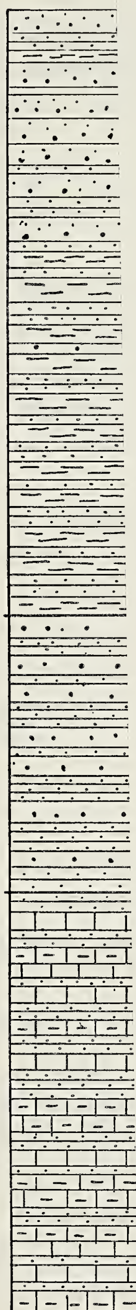
Le arenarie oscillano petrograficamente fra grovacche, subgrovacche e grovacche feldspatiche.

I fossili rinvenuti: *Inoceramus* sp., *Globotruncana lapparenti lapparenti, Globotruncana lapparenti tricarinata, Gümbelina* sp., *Miscellanea* sp., indicano un'età compresa tra il Cenomaniano ed il Paleocene.

Le arenarie straterellate basali rappresentano fasi distali di correnti di torbida, le arenarie grossolane ed i conglomerati a matrice arenacea prevalente rappresentano invece fasi più prossimali. Le direzioni di scorrimento sono da sud ovest verso nord est. Frequenti nella parte alta della formazione fenomeni di scollamento di pacchi di strati arenacei non ancora consolidati completamente (*slumpings*).

Lo spessore è di circa 800 m.

SEZIONE TIPO "M



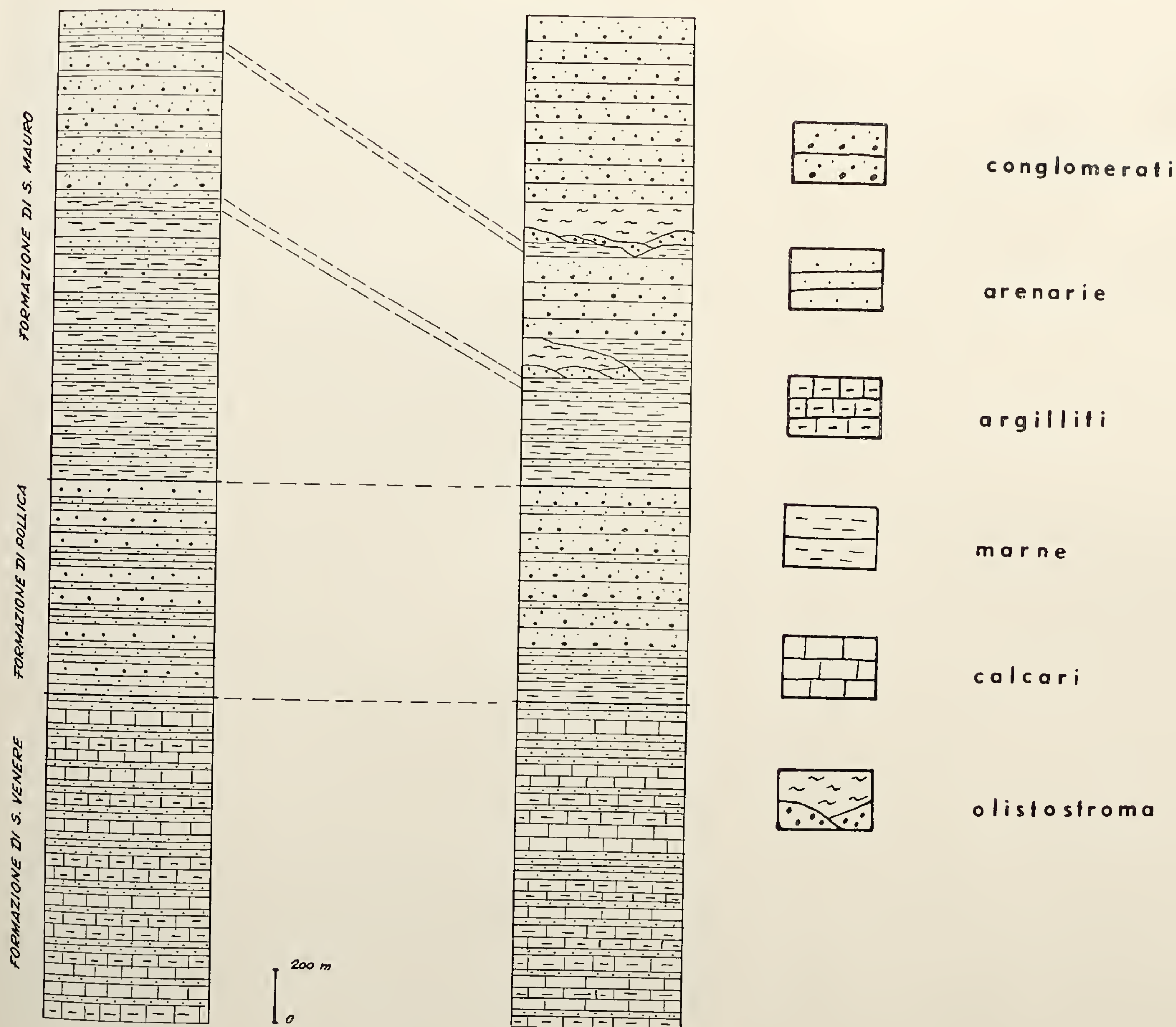


Fig. 2 b. — Colonne stratigrafiche del *flysch del Cilento.*

Formazione di S. Mauro

La successione litologica e le variazioni di facies di questa formazione vengono illustrate più dettagliatamente in quanto in essa si rinvengono i depositi da scivolamenti gravitativi oggetto di questa ricerca.

Si riportano due sezioni tipo: una a Monte della Stella, l'altra a Monte Sacro (fig. 2 b).

Sezione tipo « Monte della Stella » (dal basso verso l'alto)

a) Alternanza di marne siltose e marne argillose grigiastre, (*fogliarina*), in banchi dello spessore fino a 10 m, e arenarie in strati e banchi. Spessore 1.000 m. Sia i depositi arenacei che quelli marnosi presentano strutture sedimentarie peculiari di depositi da correnti di torbida.

b) Livello costituito da calcareniti e calcari marnosi (10 m) e da marne e marne argillose (40 m). Spessore 50 m [*Lm1*].

c) Alternanza di marne e marne siltose ed arenarie. Gli strati marnosi diminuiscono e gradualmente scompaiono verso l'alto sostituiti da arenarie a grana grossa con rari conglomerati a matrice arenacea prevalente con ciottoli di rocce cristalline e sedimentarie. Spessore 550 m.

d) Livello di marne e marne siltose dello spessore di 30 m [*Lm2*].

e) Arenarie alternate a siltiti e siltiti argillose; conglomerati a matrice arenacea prevalente, stratificati. Spessore 150 m.

Spessore totale 1.780 metri.

Sezione tipo « Monte Sacro »

a) Marne e marne siltose alternate ad arenarie e siltiti e siltiti argillose, litologicamente identiche a quelle della *sezione tipo « Monte della Stella »*. Spessore 300-350 m.

b) Livello marnoso della potenza di 50 m circa correlabile con quello della *sezione tipo « Monte della Stella »* [*Lm*1]; a luoghi al di sopra delle marne si rinvengono conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale (*mud* e

sand flows), calcilutiti silicifere, diaspri neri e varicolori, marne e marne siltose rossastre con intercalazioni di arenarie [*Ol1*]. Questi depositi rappresentano in parte materiale estraneo al bacino di sedimentazione, messo in posto da scivolamenti gravitativi; hanno andamento lenticolare e uno spessore massimo di 150 m.

c) Conglomerati a matrice arenacea prevalente stratificati alternati ad arenarie a grana grossa con rare siltiti e siltiti argillose. Spessore 300 m.

d) Livello di marne e marne siltose grigiastre [*Lm2*] sul quale poggiano: conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale con blocchi di rocce cristalline e sedimentarie delle dimensioni fino a 5-10 m^3, calcilutiti silicifere, diaspri varicolori, marne e marne siltose rossastre con intercalazioni di calcareniti e di arenarie [*Ol2*]. A luoghi manca il livello marnoso e questi sedimenti poggiano direttamente sui depositi ad esso sottostanti. Spessore variabile da 100 a 200 m.

e) Successione monotona di conglomerati a matrice arenacea prevalente ben stratificati con strati di spessore variabile tra 1 e 20 m; rare sono le intercalazioni di arenarie e siltiti.

Spessore 700 m.

Spessore totale 1.600-1.750 metri.

Le arenarie oscillano petrograficamente fra grovacche, subgrovacche e grovacche feldspatiche.

Le arenarie che si rinvengono nei depositi olistostromici oscillano petrograficamente fra grovacche feldspatiche e subarkose.

La *formazione di S. Mauro* è stata datata complessivamente Paleocene-Oligocene (2).

I fossili rinvenuti (*Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Orbitolites* sp., piccole nummuliti, *Globorotalia aragonensis*) nella successione di Monte della Stella indicano un'età paleocenico-eocenica inferiore; in altre successioni sono state rinvenute faune dell'Eocene medio nella zona di Torchiara, e dell'Oligocene, o al più del Miocene inferiore, nella zona di Punta Tresino e nella zona di Albanella.

Nella successione di Monte Sacro il primo livello di marne [*Lm1*] ha dato faune paleoceniche, il secondo [*Lm2*] faune dell'Eo-

---

(2) Lo studio micropaleontologico è stato effettuato dal dott. M. Torre che vivamente ringraziamo.

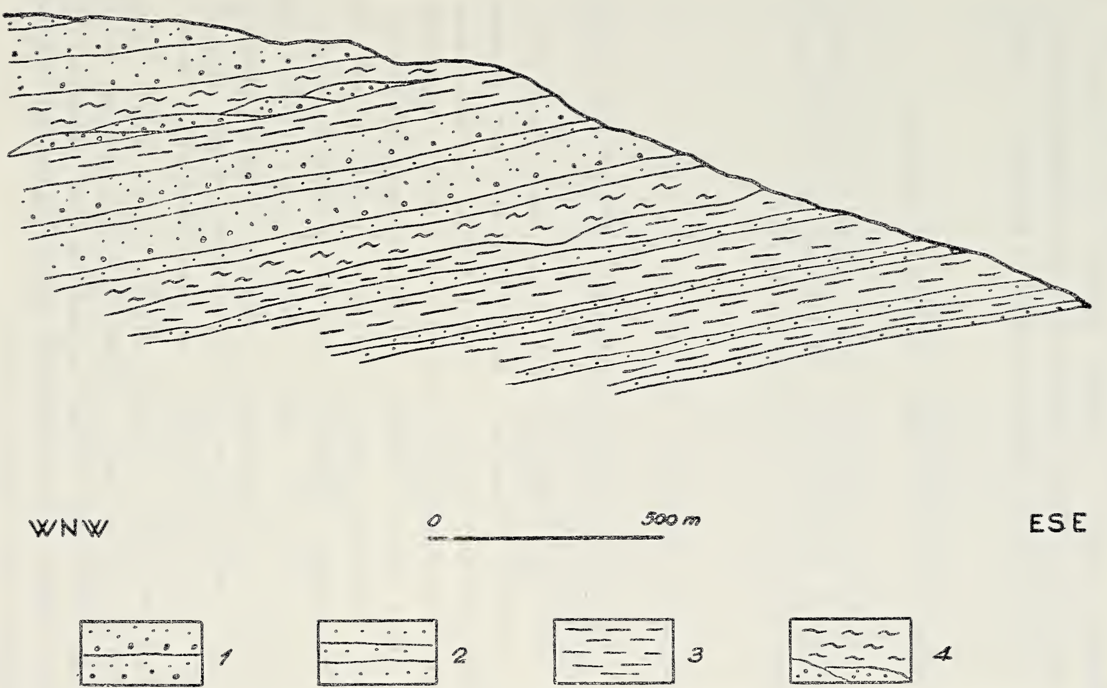


Fig. 3. — *Sezione di Tempa del Ciglio.* Profilo geologico. Legenda: 1) conglomerati; 2) arenarie; 3) marne: 4) olistostroma.

cene inferiore. Nella parte superiore conglomeratica non sono state finora rinvenute faune.

I sedimenti di questa formazione sono depositi torbiditici o flussotorbiditici; le direzioni di sedimentazione sono da est per i depositi arenacei o arenacei marnosi con caratteri di fasi distali di correnti di torbida; e da sud ovest per i depositi arenacei o conglomeratici con caratteri di fasi prossimali di correnti di torbida.

Sezioni illustrative degli scivolamenti gravitativi

Vengono descritte, in sette sezioni, le successioni litologiche dei sedimenti costituenti gli olistostromi; sei profili geologici ne rendono evidenti le condizioni di giacitura.

Sezione di Tempa del Ciglio

La sezione è stata rilevata sul versante sud orientale di Tempa del Ciglio (figg. 3 e 4).

La base d'appoggio del primo olistostroma [*Ol1*] è costituita da un livello di marne e marne grigiastre, con calcareniti alla base, della potenza di 40-50 m [*Lm1*]. Questo livello marnoso riempie canali d'erosione, larghi anche 7-8 m, scavati in arenarie rossastre sottostanti; anche i depositi dell'olistostroma hanno una base irregolare e riempiono canali di erosione, poggiando a volte direttamente sulle arenarie rossastre. L'olistostroma ha uno spessore di 150 m ed è rappresentato da: argille varicolori rosse, verdi e plumbee; siltiti e arenarie, calcari siliciferi (spessore 30 m). Superiormente vi sono circa 50 m di marne argillose e siltose rosse; si passa poi ad arenarie straterellate gradate con intercalazioni di siltiti argillose (40 m); infine argille marnose, argille, marne siltose rosse e verdi con pezzame vario (marne, arenarie, argille, diaspri, calcari con selce, marne diasprigne, calcari e rocce ignee), diaspri, calcareniti, brecciole calcaree ed arenarie (25 m). L'olistostroma termina con marne argillose rosse (spessore 2-4 m.).

A questi sedimenti seguono conglomerati a matrice arenacea prevalente in banchi; quindi un livello di marne e marne siltose grigiastre [*Lm2*], (30 m) e il secondo olistostroma [*Ol2*] costituito da: conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente con ciottoli di

volume variabile da pochi cm^3 a parecchi m^3, costituiti da rocce ignee (prevalentemente graniti), metamorfiche (ardesie), e sedimentarie (calcari oolitici, calcari a coralli, etc.).

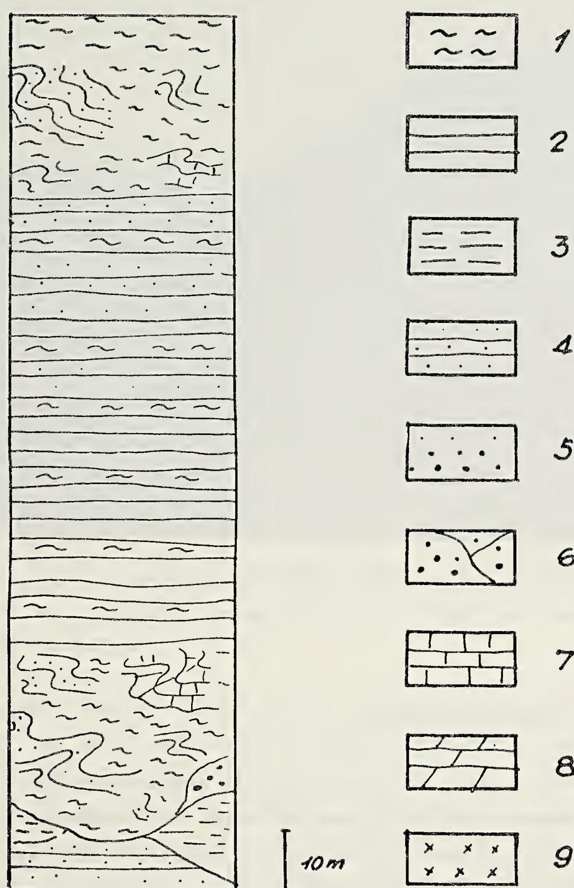


Fig. 4. — *Sezione di Tempa del Ciglio.* Schizzo illustrativo. Legenda: 1) argille e argille siltose; 2) marne e marne siltose; 3) marne calcaree; 4) arenarie; 5) conglomerati; 6) conglomerati senza stratificazione (mud flows); 7) diaspri; 8) calcari s.l.. 9) rocce ignee o metamorfiche. *Olistostroma inferiore* [*Ol1*].

I conglomerati inglobano marne rosse tipo scaglia, marne verdastre, arenarie e argille varicolori, il tutto in pezzame di varie dimensioni, disposte senza alcun ordine. Spessore 60 m.

Seguono quindi i conglomerati e le arenarie a grana grossa della *formazione di S. Mauro* (cfr. *sezione tipo « Monte Sacro »*; fig. 5).



Fig. 5. — a) olistostroma superiore [*Ol2*]; b) conglomerati a matrice arenacea prevalente ben stratificati. Località: Campanaro Giungoli.

Sezione di Tempa di Ferullo

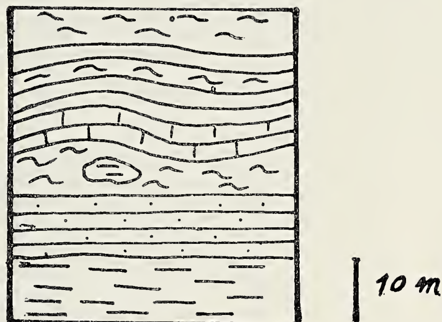
La sezione è stata rilevata lungo la mulattiera che da S. Menale conduce a Cannalonga, nella zona Tempa di Ferullo (q 959).

La base del primo olistostroma è costituita dal livello marnoso [*Lm1*] dello spessore di circa 50 m alla cui base si rinvengono calcareniti fossilifere (alveoline, discocicline, etc.). Al di sopra del livello di marne, per uno spessore di 10 m, vi sono arenarie stratereliate cui segue l'olistostroma [*Ol1*] costituito da: marne rosse e marne argillose che imballano diaspri rossi e neri, arenarie e siltiti argillose e un blocco di marne (5 m^3) litologicamente simile alle marne di [*Lm1*], con struttura caotica, nel quale sono inzeppate arenarie di colore verdastro, fiocchi di argille ed argille marnose.

L'olistostroma termina con diaspri ftanitici e con argille marnose. Lo spessore è dell'ordine dei 30 m (fig. 6).

Segue un'alternanza di banchi marnosi ed arenarie straterellate e conglomerati in banchi su cui poggia — nella zona ad est dell'Intrascata — il secondo olistostroma [*Ol2*]. Le condizioni di esposizione non permettono di illustrare esaurientemente questo affioramento costituito come al solito, da conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale, marne e

Fig. 6. — *Sezione di Tempa di Ferullo.* Schizzo illustrativo dell'olistostroma inferiore [*Ol2*] (litologia come in fig. 4).



marne argillose rosse, diaspri varicolori, pezzame litoide di varie dimensioni.

Superiormente si riscontrano i conglomerati arenacei stratificati della *formazione di S. Mauro* (*sezione tipo* « *Monte Sacro* »).

Sezione di Monte Lepre

La sezione è stata rilevata sul versante meridionale di Monte Lepre, lungo le coste denominate Pietra Rotonda, Acquafredda e S. Giovanni (figg. 7 e 8).

Il primo olistostroma, che poggia sul livello marnoso [*Lm1*], è costituito da: arenarie e argille marnose (spessore 2 m) cui seguono marne diasprigne nerastre (2 m), infine marne e marne argillose rosse (3 m). Lo spessore dell'olistostroma in questa zona è notevolmente ridotto rispetto alle zone già descritte.

Seguono conglomerati arenacei, quindi l'olistostroma superiore, che poggia sopra un livello marnoso dello spessore di 7-10 m [*Lm2* ?], costituito dal basso verso l'alto da:

a) conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale, con ciottoli di varia natura (sedimentari, ignei e metamorfici) inglobati caoticamente; questi depositi, ad andamento lenticolare, hanno uno spessore medio di 5-7 m;

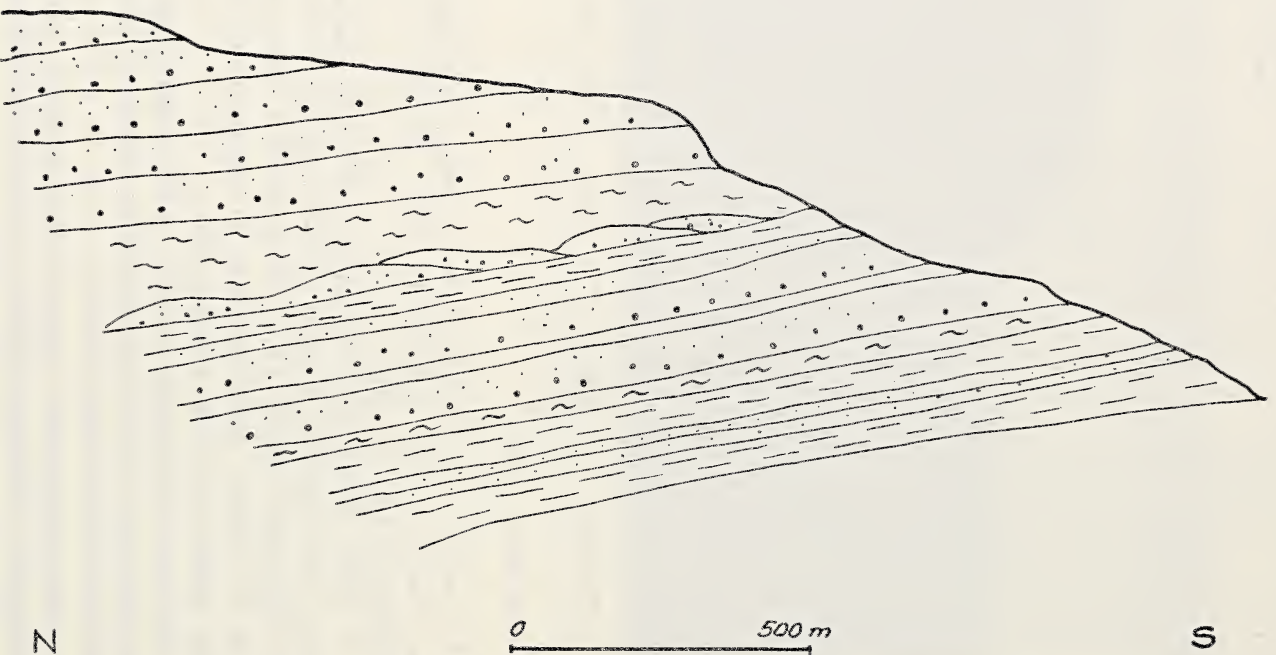


Fig. 7. — *Sezione di Monte Lepre.* Profilo geologico (litologia come in fig. 3).

b) arenarie argillose grige e giallastre, marne siltose rosse e verdi, argille varicolori in blocchi, a struttura caotica (spessore 50 m);

c) livello selcioso diasprigno di colore nero, marne diasprigne con livelli argilloso-marnosi (spessore 7-10 m);

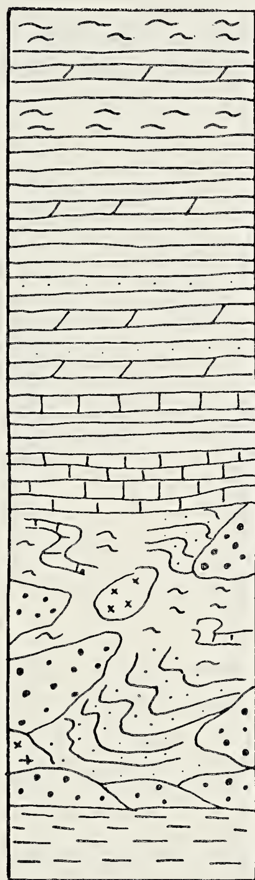


Fig. 8. — *Sezione di Monte Lepre.* Schizzo illustrativo dell'olistostroma superiore [*Ol2*] (v. fig. 4).

d) marne, marne argillose, marne siltose rosse e verdastre, con patine nere manganesifere, intercalate a pochi strati torbiditici costituiti da arenarie gradate a grana media e fine alla base e con una pelite marnosa spesso rossa alla sommità (spessore 30 m);

e) marne argillose, argille marnose e marne rosse o raramente verdastre con patine nere manganesifere (spessore 50 m).

Superiormente si hanno i conglomerati della *formazione di S. Mauro* (*sezione tipo* « *Monte Sacro* »).

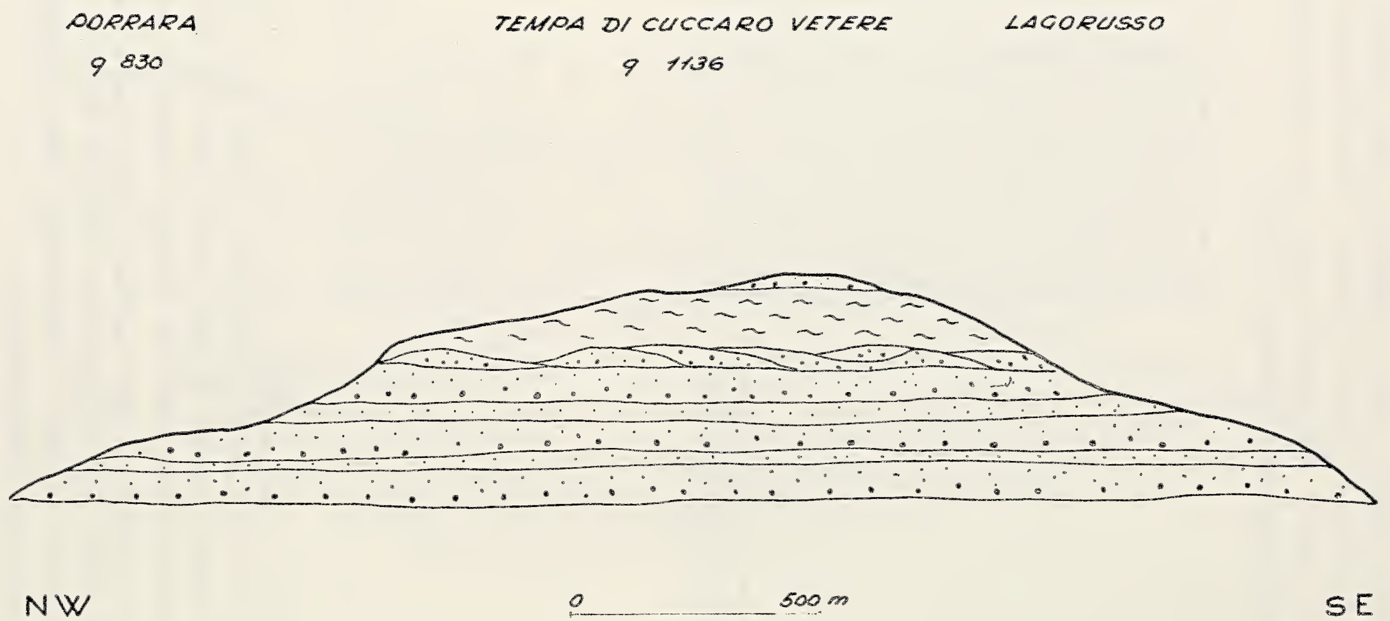


Fig. 9. — *Sezione di Lagorusso.* Profilo geologico (v. fig. 3).

In tutta la zona compresa tra le sezioni descritte l'[*Ol2*] affiora con caratteristiche di giacitura similari, e spessori pressocchè costanti; l'[*Ol1*] invece costituisce affioramenti lenticolari, ed è presente solo nella zona orientale del gruppo di Monte Sacro.

Sezione di Lagorusso

È stata rilevata lungo le pendici meridionali di Tempa Cuccaro Vetere (figg. 9 e 10). In questa sezione manca l'olistostroma inferiore [*Ol1*].

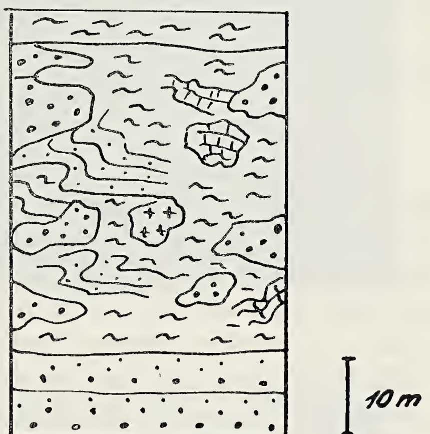


Fig. 10. — *Sezione di Lagorusso.* Schizzo illustrativo dell'olistostroma superiore [*Ol2*] (v. fig. 4).

L'olistostroma superiore [*Ol2*] poggia direttamente sui conglomerati arenacei (*Formazione di S. Mauro - Sezione tipo* « *Monte Sacro* ») nei quali sono stati rinvenuti — 50 m circa al di sotto dell'olistostroma stesso — ciottoli di argille varicolori; esso è rappresentato da:

a) argille e argille siltose rosse, scagliose, con pezzame litoide vario (spessore 3-5 m);

b) conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale (fig. 11) inglobanti caoticamente: marne siltose rosse e grigiastre (spessore 4 m); arenarie grossolane, arenarie straterellate e marne siltose rosse (3-4 m); arenarie siltose grige e verdastre, arenarie siltoso-argillose rosse, marne silicifere, blocchi di granito di diametro fino a 1 m (15-20 m); alternanza di marne siltose rosse, verdi o grige, ed arenarie a grana media con gradazione e laminazione convoluta (10 m); alternanza di marne

siltose, marne argillose e arenarie straterellate (3 m); blocco di calcare oolitico con coralli ed alghe (40 m^3) (fig. 12); arenarie siltose grigio plumbee scagliettate, marne siltose e marne rosse, arenarie siltose e lenti di diaspri (7 m);

c) alternanza di siltiti marnose rosse e arenarie gialle (3-4 m), e marne rosse (50-100 cm).

Superiormente seguono i conglomerati della *formazione di S. Mauro* (*sezione tipo « Monte Sacro »*).

Ad oriente della località Lagorusso — verso Monte Cornia — l'[*Ol2*] poggia su un livello di marne siltose grigiastre [*Lm2* ?] dello spessore di 7-10 m.

Sezione di Tempa della Rosalia

È stata rilevata a nord dell'abitato di Novi Velia (figg. 13 e 14).

Nella zona Cognuli dei Morti (fig. 15) affiorano sedimenti con ogni probabilità geneticamente legati ai depositi del primo olistostroma [*Ol1*]. Si tratta di arenarie a grana media e medio-fine, gradate, alternate a siltiti e argille siltose di colore rosso in straterelli con rare intercalazioni di quarzoareniti brunastre; marne siltose rosse e un livello di marne grigiastre — *fogliarina* — dello spessore di 30-40 m [*Lm1 ?*]. Segue un'alternanza di marne grige e arenarie gradate; si rinvengono intercalati strati di siltiti o siltiti marnose rosse e verdi simili a quelle ritrovate negli olistostromi già descritti; quindi arenarie a grana grossa e marne, e il secondo livello di marne grigiastre [*Lm2*].

Al di sopra di questo livello o direttamente sulle arenarie ad esso sottostanti, laddove le marne mancano per fenomeni di erosione sinsedimentaria, si rinviene il secondo olistostroma [*Ol2*], costituito da (fig. 16): conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale (fig. 17), con ciottoli di rocce calcaree con diametro fino a 40 cm (calcari a coralli, calcari oolitici,

Fig. 11. — Olistostroma superiore [*Ol2*]. Conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente a tessitura fluidale inglobanti ciottoli di rocce ignee (a spigoli arrotondati) e di rocce sedimentarie (a spigoli vivi); marne siltose rossastre intercalate a siltiti e siltiti argillose. Località: Lagorusso.

Fig. 12. — Olistostroma superiore [*Ol2*]. Blocco di calcare oolitico con coralli ed alghe (volume 40 m^3 circa). Località: Lagorusso (pendici sud orientali di Tempa di Cuccaro Vetere).



Fig. 11.



Fig. 12.

TEMPA DELLA ROSALIA
q 984

O

0 500 m

E

Fig. 13. — *Sezione di Tempa della Rosalia.* Profilo geologico (v. fig. 3).

calcari a miliolidi, calcari ad ellipsactinie, calcari con grandi nerinee), di rocce ignee con diametro fino a 3 m (graniti e porfidi granitici), rocce metamorfiche (filladi, micascisti, gneiss), oltre a ciottoli di quarzo. Nelle masse conglomeratiche sono inoltre caoticamente imballati: diaspri ftanitici, siltiti grige e rossastre, siltiti argillose ver-

Fig. 14. — *Sezione di Tempa della Rosalia.* Schizzo illustrativo dell'olistostroma superiore [*Ol2*] (v. fig. 4).

dastre straterellate, notevolmente ripiegate (spessore 20 m); arenarie gradate con laminazione obliqua e convoluta e siltiti argillose a cemento calcareo con intercalazioni di calcareniti (spessore 10 m); arenarie a grana media e quarzoareniti, alternate a siltiti rosse e verdi, in strati dello spessore di 5-8 cm, e calcareniti con selce e diaspri (spessore 3-4 m).

Al di sopra dei conglomerati senza stratificazione si rinvengono calcilutiti straterellate con selce per lo più nera, marne silicifere e siltose di colore rosso e verde, diaspri varicolori per lo spessore di

4 m. Si passa quindi ad un'alternanza di marne rosse e verdi con rari straterelli di arenarie gradate (spessore 4-5 m); verso l'alto le marne diventano più argillose con intercalazioni di calcareniti silicifere.



Fig. 15. — Olistostroma inferiore [*Ol1* ?]. Arenarie grigie e gialle a grana media e mediofine, gradate, intercalate a siltiti e siltiti argillose rosse e verdi straterellate con intercalazioni di quarzoareniti brunastre. Località: Cognuli dei Morti, pendici occidentali di Tempa della Rosalia.

Seguono marne argillose alternate ad arenarie a grana media e fine, gradate, con frazione pelitica di colore rosso e verde; verso l'alto compaiono calcareniti gradate dello spessore di 7-15 cm, sempre alternate a marne argillose o siltose rosse (spessore 50 m); quindi marne argilloso-siltose rosse (spessore 3-4 m).

Da notare che la parte bassa dell'olistostroma [*Ol2*] è notevolmente disturbata con pieghettature caotiche; man mano che si passa



(*Foto G. C. Parea*)

Fig. 16. — Veduta da nord est dell'olistostroma superiore [*Ol2*]. Località: Tempa della Rosalia.

ai termini superiori i ripiegamenti diventano meno accentuati fino a scomparire alla sommità (fig. 18).

Superiormente in perfetta concordanza con le marne rosse giacciono i conglomerati arenacei stratificati della *formazione di S. Mauro* (*sezione tipo « Monte Sacro »*).



Fig. 17. — Olistostroma superiore [*Ol2*]. Conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale su cui poggia un'alternanza di marne silicifere, calcareniti e marne siltose rossastre. Località: Tempa della Rosalia.

Sezione di Tempa del Lupo

È stata rilevata lungo la mulattiera che da Barri porta a Scanno Chiuso, ad est di Novi Velia (fig. 19).

Il primo olistostroma [*Ol1*] è probabilmente rappresentato da: marne siltose rosse intercalate a quarzoareniti intensamente ripiegate e contorte (spessore 7 m); marne siltose grigiastre — *fogliarina* — ad andamento lenticolare, arenarie a grana media gradate



Fig. 18. — Olistostroma superiore [*Ol2*]. Notare i ripiegamenti nei termini inferiori, meno accentuati verso l'alto: alla sommità gli strati sono quasi suborizzontali. Località: Tempa della Rosalia (pendici meridionali).



Fig. 19. — *Sezione di Tempa di Lupo*. Profilo geologico (v. fig. 3).

con frazione pelitica di color rosso, piegate e rovesciate (spessore 20 m); marne argillose rosse e verdi con quarzoareniti, arenarie intercalate a siltiti e marne (spessore 7 m).

Compare quindi un livello marnoso [*Lm2* ?] sul quale poggia il secondo olistostroma [*Ol2*] costituito da: conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale, che inglobano ciottoli di calcari (calcari con coralli, ellipsactinie, alghe, calcari a crinoidi, calcari oolitici), di rocce ignee (graniti rossi e bianchi, porfidi quarziferi rossi), di rocce metamorfiche (micascisti, filladi), brandelli di arenarie, marne rosse tipo scaglia, marne e siltiti nerastre (spessore 80 m); nella parte sommitale si rinviene un livello ripiegato e contorto dello spessore di 3-4 m di marne argillose rosse intercalate a quarzoareniti (fig. 20).

Sopra l'olistostroma si hanno quindi i conglomerati arenacei della *formazione di S. Mauro* (*sezione tipo* « *Monte Sacro* »).

Sezione di Cannalonga-S. Onofrio

È stata rilevata lungo la mulattiera che da Cannalonga conduce alla zona S. Onofrio.

Nella *formazione di S. Mauro* a q 720. lungo la mulattiera suddetta, affiorano arenarie grige e gialle a grana fine con strati contorti, marne siltose grigiastre e quindi conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione. Probabilmente questa successione è da collegare a quelle di Tempa del Lupo e di Cognuli dei Morti (*sezione di Tempa della Rosalia*) interpretabili come zone marginali del primo olistostroma [*Ol1*] (spessore 10 m).

Segue una alternanza di arenarie e marne fino a q 1.100, dove si rinviene il secondo livello di marne grigiastre — *fogliarina* —, al di sopra del quale vi sono arenarie gradate in strati per lo spessore di 10 m; si rinviene quindi il secondo olistostroma [*Ol2*] costituito da: conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale inglobanti blocchi di granito e di arenarie, livelli diasprigni ed arenarie a gran media e grossa in cui si rinvengono intercalazioni di materiale siltoso rosso, pezzame litoide vario costituito da calcari, marne siltose rosse, diaspri, calcisiltiti (spessore 80 m; figg. 21 e 22).



Fig. 20.



Fig. 21.

In questa zona non si rinviene il livello marnoso rosso che normalmente chiude i sedimenti dell'olistostroma; esso si rinviene ab-

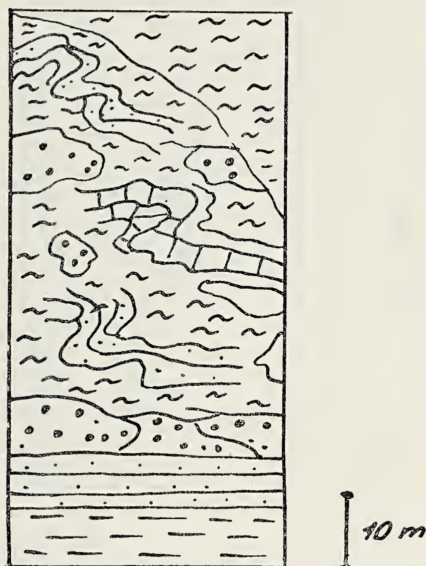


Fig. 22. — *Sezione di Cannalonga-S. Onofrio.* Schizzo illustrativo dell'olistostroma superiore [*Ol2*] (v. fig. 4).

bastanza potente (fino a 40 m) nella zona subito a nord est di S. Onofrio.

Sezione di Monte Centaurino

È stata rilevata nella zona di Molarrito alle pendici occidentali di Monte Centaurino (figg. 23 e 24).

Si rinviene un solo olistostroma [*Ol2* ?] che poggia su un livello di marne siltose grigiastre — *fogliarina* — [*Lm2* ?] ed è costituito da: arenarie straterellate alternate a siltiti argillose verdi e giallognole a struttura caotica, quindi marne e marne argillose rosse alternate a calcareniti e siltiti arenacee gradate con frazione pelitica tendente al rosso (spessore 70).

Fig. 20. — a) livello marnoso [*Lm2*]; b) olistostroma superiore [*Ol2*]; c) conglomerati a matrice arenacea prevalente ben stratificati. Località: Tempa del Lupo.

Fig. 21. — Olistostroma superiore [*Ol2*]. Conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente a tessitura fluidale inglobanti blocchi di grandi dimensioni. Località: S. Onofrio, a nord di Cannalonga.



Fig. 23. — *Sezione di Monte Centaurino.* Profilo geologico (v. fig. 3).

Si nota l'assenza in questa zona dei conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale.

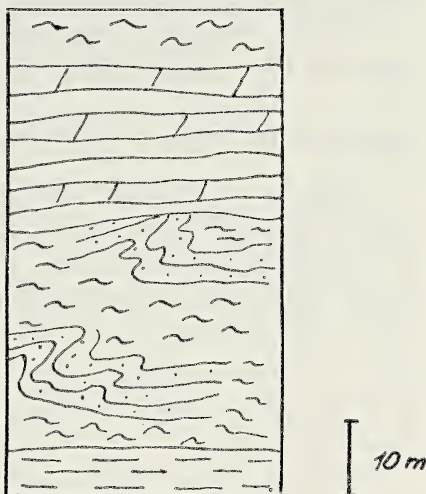


Fig. 24. — *Sezione di Monte Centaurino.* Schizzo illustrativo dell'olistostroma superiore [*Ol2*] (v. fig. 4).

Età dei sedimenti degli olistostromi

Al di sopra dei conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale, si rinvengono, come si è detto, successioni stratificate di marne siltose e marne silicifere rosse, diaspri, calcareniti ed arenarie. In queste successioni stratificate sono state effettuate ricerche paleontologiche per determinare l'età dei sedimenti.

Una campionatura eseguita nel pacco di strati che chiudono il secondo olistostroma, sul versante meridionale di Tempa della Rosalia — dove esso affiora nella migliore esposizione — ha dato faune del Maastrichtiano (*Globotruncana* sp., *Globotruncana* gruppo *caliciformis contusa*, Heterohelicidi, Operculinidi, piccole Globigerine, *Sulcoperculina* sp., *Goupilloudina* sp.), e del Paleocene (?) (Operculinidi, piccole nummuliti).

Nel primo olistostroma le associazioni faunistiche sono simili a quelle riscontrate a Tempa della Rosalia; non sono stati rinvenuti fossili riferibili al Paleocene.

In altre località dove non è stato possibile eseguire campionature dettagliate, si sono riscontrate sempre le stesse associazioni faunistiche.

Si ricorda che il livello di marne [*Lm1*] sul quale poggia il

primo olistostroma [*Ol1*] è datato Paleocene-Eocene inferiore; il secondo livello di marne [*Lm2*] su cui poggia il secondo olistostroma [*Ol2*] è datato Eocene inferiore.

Si nota che l'età della messa in posto degli olistostromi è di poco posteriore all'età degli olistostromi stessi.

Considerazioni sugli scivolamenti gravitativi del Cilento

Come si è già detto nel Cilento esiste una serie flisciode dello spessore di circa 4.000 metri, che nella zona in studio presenta in due distinti livelli fenomeni di scivolamenti gravitativi. Il livello inferiore con spessori generalmente ridotti ed andamento lenticolare, affiora prevalentemente nella zona sud orientale del gruppo di Monte Sacro; il livello superiore, con spessori maggiori, affiora con continuità in tutta la zona di Monte Sacro ed in parte anche a Monte Centaurino.

Gli elementi che caratterizzano questi depositi sono due: i conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione a tessitura fluidale, e le successioni stratificate di marne siltose e marne silicifere rosse, diaspri, calcareniti e arenarie.

I conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente senza stratificazione hanno tessitura fluidale e sono tipici depositi dovuti a franamenti sottomarini di masse altamente viscose (vere e proprie colate di fango); essi inglobano blocchi di dimensioni spesso notevoli — fino a 30-40 m^3 — di rocce calcaree, di graniti e inoltre arenarie e marne tipo « *fogliarina* », della formazione sottostante. Si rinvengono imballati in essi anche pacchi di arenarie e siltiti, notevolmente ripiegate, che non hanno corrispondenza litologica con i depositi del *flysch del Cilento.*

Questi depositi conglomeratici sono stati rinvenuti in tutta la zona studiata fatta eccezione per quella di Monte Centaurino.

È da notare che i ciottoli dei conglomerati senza stratificazione sono litologicamente identici ai ciottoli presenti nei conglomerati arenacei stratificati sotto e soprastanti (cfr. *sezione tipo « Monte Sacro »*); ma mentre questi ultimi conglomerati costituiscono una successione indisturbata di sedimenti flusso-torbiditici, con stratificazione uniforme e continua, i conglomerati dell'olistostroma rappresentano invece una successione disordinata di colate di fango che si sovrappongono e si distribuiscono irregolarmente inglobando caoticamente materiale litoide di dimensioni anche ingenti e di varia natura, a

volte estranei al bacino di sedimentazione del *flysch del Cilento,* a volte strappati dal substrato.

L'alta percentuale di matrice arenaceo-siltosa con tessitura fluidale è una singolare caratteristica di questi depositi.

I ciottoli dei conglomerati senza stratificazione sono di regola meglio arrotondati di quelli dei conglomerati stratificati.

Il secondo elemento caratteristico degli olistostromi è rappresentato da tipiche successioni stratificate di marne siltose rosse con alla base quasi sempre sedimenti diasprigni ed arenacei. Queste successioni poggiano sempre sui conglomerati senza stratificazione e presentano strati ripiegati e contorti in basso, via via sempre più regolari e indisturbati verso l'alto. L'età di questi sedimenti è Maastrichtiano forse Paleocene.

L'olistostroma inferiore [*Ol1*] è intercalato in depositi di età paleocenico-eocenica inferiore; l'olistostroma superiore [*Ol2*] in depositi di età eocenica inferiore (finora però è risultato vano qualsiasi tentativo di datare il complesso arenaceo-conglomeratico soprastante - cfr. *sezione tipo* « *Monte Sacro* »).

Risulta chiaro quindi che questi sedimenti sia al livello inferiore sia al livello superiore, sono intercalati a depositi di età più recente e che essi per la loro litobiofacies o costituiscono depositi estranei al bacino di sedimentazione in cui si rinvengono, o rappresentano delle facies del tutto differenti rispetto ai sedimenti nei quali si rinvengono intercalati.

Circa la messa in posto degli olistostromi nei sedimenti « normali » del *flysch del Cilento,* è da considerare che i conglomerati senza stratificazione, come si è detto, rappresentano il prodotto di colate di fango sottomarine e costituiscono la massa fluido-viscosa che ha permesso al materiale stratificato sovrastante di franare lungo un pendio, con velocità modesta, senza che la stratificazione venisse distrutta o obliterata. In questo modo trova una logica giustificazione la struttura generale degli olistostromi: i marcati ripiegamenti alla base, strutture via via più tranquille alla sommità.

La massa franata conserva quasi interamente la sua individualità; il materiale portato in sospensione è in percentuale ridotta ed è costituito dalle marne siltose rosse che chiudono i depositi dell'olistostroma.

In definitiva ipotizziamo una massa stratificata, sostenuta da materiale fangoso, che sotto l'azione della gravità abbia dato luogo ad un grande fenomeno di franamento sottomarino.

Analizzando i sedimenti d'appoggio del secondo olistostroma [*Ol2*] si osserva che nelle zone sud occidentali (v. *Sezione Monte Lepre, Lagorusso*) esso giace su un livello di marne siltose grigiastre — *fogliarina* — dello spessore di 7-10 m o direttamente su arenarie della *formazione di S. Mauro*; nelle zone più a nord est (v. *sezione Tempa del Ciglio* e *Tempa della Rosalia*) esso giace sul livello di marne siltose grigiastre [*Lm2*] dello spessore di 30-40 metri; ancora più a nord (v. *sezione di S. Onofrio*) esso giace su arenarie e siltiti gradate che poggiano a loro volta sul livello di marne [*Lm2*].

È da supporre quindi uno spostamento delle masse da sud ovest verso nord est; la stessa direzione di spostamento è stata desunta dall'orientamento delle pieghe interessanti i depositi olistostromici. Tuttavia la variabilità del letto dell'olistostroma potrebbe essere ascritta a semplici fenomeni di erosione sinsedimentaria dato che alla base dell'olistostroma si rinvengono notevoli canali d'erosione — si ricorda a tal proposito, a mo' d'esempio, la presenza a Tempa della Rosalia di un grande canale d'erosione che mette a contatto diretto l'[*Ol2*] con le arenarie sottostanti al livello marnoso [*Lm2*].

Si ricorda inoltre che nella zona di Lagorusso nelle arenarie sottostanti al secondo olistostroma si rinvengono inclusi di marne siltose rosse identiche a quelle dell'olistostroma, per cui è da ritenere che piccoli lembi dell'olistostroma già deposto in zone più meridionali, venissero strappati e deposti come ciottoli nei sedimenti torbiditici.

Notiamo infine che la direzione di spostamento dell'olistostroma, da sud ovest verso nord est, trova riscontro in una delle due direzioni d'apporto dei sedimenti presenti nella *formazione di S. Mauro*, a conferma dell'esistenza di un paleopendio immergente a nord est.

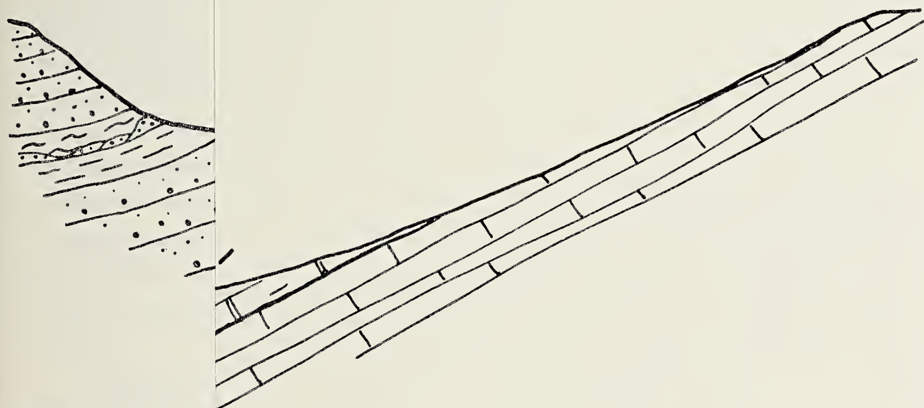
I sedimenti che costituiscono l'olistostroma, anche se in parte solo ipoteticamente, permettono di fare alcune osservazioni che ri-

---

Fig. 25. — Profilo geologico illustrante i rapporti tra la Piattaforma carbonatica mesozoica ed il *flysch del Cilento*. Legenda: 1) conglomerati a matrice arenaceo-siltosa prevalente ben stratificati (*formazione di S. Mauro* p.p.); 2) olistostroma superiore [*Ol2*]; 3) arenarie e marne (*formazione di S. Mauro* p.p.); 4) arenarie e conglomerati (*formazione di Pollica*); 5) argille, calcareniti, arenarie e marne (*formazione di S. Venere*); 6) arenarie, siltiti e marne (Miocene); 7) calcareniti glauconitiche spesso reticolate (Miocene); 8) calcareniti e marne verdi (Paleocene); 9) calcareniti e calcilutiti (Cretacico superiore); 10) contatti stratigrafici; 11) sovrascorrimenti; 12) faglie dirette; scollamenti.

TUZZI DI M. PIA
q 1475

RAIA DEL PEDALE
q 1500



W

E


7


9

TUZZI DI
M. PIANO



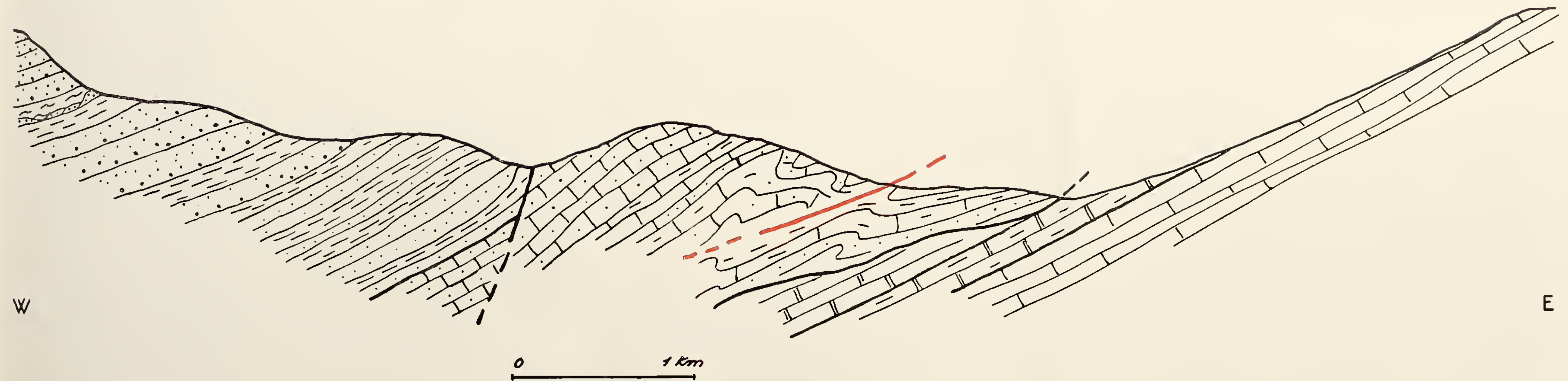

8

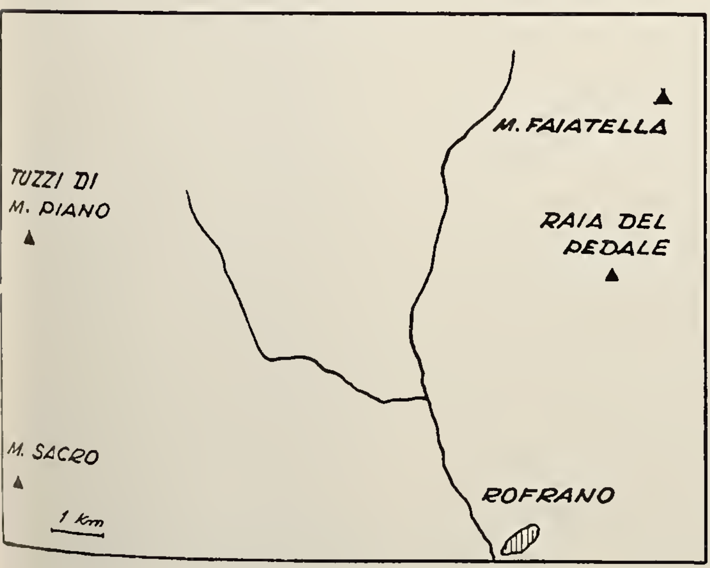
M. SACRO



1 Km


12


TUZZI DI M. PIANO
q 1475
PRUNO
q 875
RAIA DEL PEDALE
q 1500
W
E
0
1 Km


M. FAIATELLA
TUZZI DI
M. PIANO
RAIA DEL
PEDALE
M. SACRO
1 Km
ROFRANO

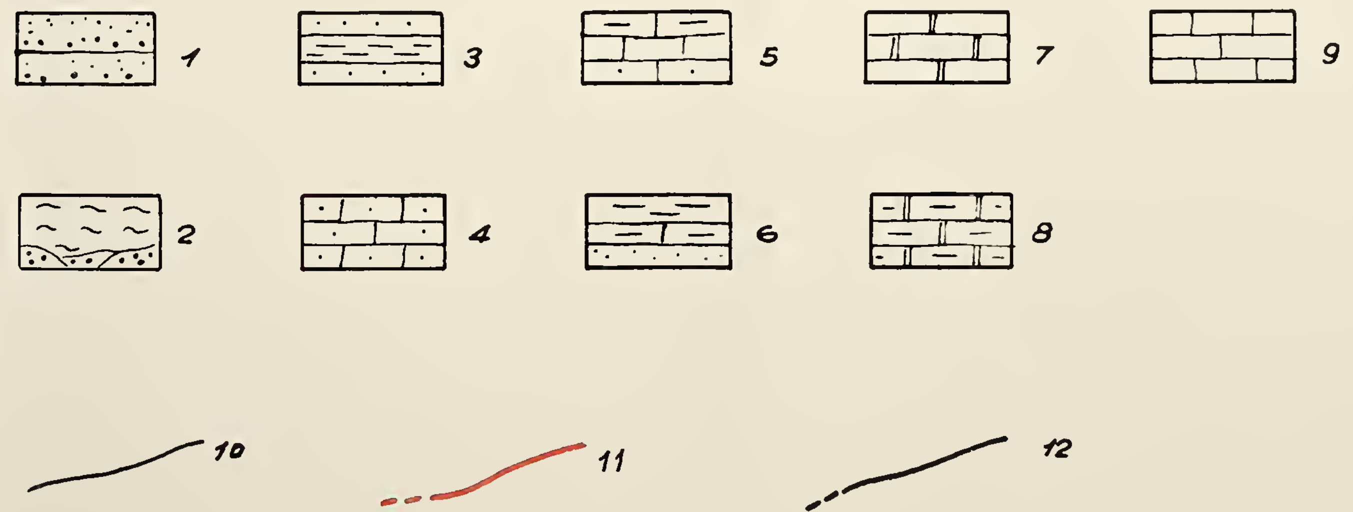

1
3
5
7
9
2
4
6
8
10
11
12

Fig. 25.

teniamo di notevole interesse: in particolare le successioni stratificate di marne rosse e calcareniti con livelli diasprigni alla base (che costituiscono gran parte dell'olistostroma) sono analoghe come litologia e come età a depositi stratigraficamente legati alla serie calcareo-silico-marnosa lucana denominati « Flysch rosso » e « scisti rossi di Pecorone » (SCANDONE 1967); tali depositi vengono interpretati come facies marginali interne di un unico grande bacino di sedimentazione, con caratteri di eugeosinclinale, in cui si depositava la serie calcareo-silico-marnosa lucana dapprima, e il flysch silentino lucano successivamente. Se, come riteniamo possibile, i sedimenti dell'olistostroma sono legati in parte ai depositi della serie calcareo-silico-marnosa lucana, è logico concludere, dato il senso di spostamento dell'olistostroma da sud ovest verso nord est, che la serie calcareo-silico-marnosa lucana si sia deposta ad occidente del *flysch del Cilento* e successivamente si sia spostata verso oriente; gli olistostromi rappresenterebbero le prime fasi della traslazione di questa coltre.

Queste considerazioni avrebbero il medesimo significato anche se il *flysch del Cilento* costituisse una successione di eugeosinclinale a se stante come ipotizza GRANDJACQUET 1963 senza essere legata alla serie calcareo-silico-marnosa lucana.

Se analizziamo infine i rapporti tra la successione del *flysch del Cilento* e quelle della Piattaforma carbonatica sud appenninica, due elementi sono da tener presente:

1) sovrapposizione tettonica del *flysch del Cilento* sulla serie della Piattaforma carbonatica;

2) marcata differenza tra le facies del *flysch del Cilento* e quelle della Piattaforma carbonatica.

Il *flysch del Cilento* (in particolare la *formazione di S. Venere*) è di regola sovrapposto ai depositi flisciodi che costituiscono la parte superiore della successione miocenica trasgressiva sui depositi della Piattaforma carbonatica; la netta distinzione tra questi due termini è essenziale, a nostro avviso, per una corretta interpretazione dei rapporti tra *flysch del Cilento* e Piattaforma carbonatica.

Nel versante occidentale della Raia del Pedale, a nord dell'abitato di Rofrano, è particolarmente bene esposta la sovrapposizione dei depositi del *flysch del Cilento* sui sedimenti flyscioidi miocenici che chiudono la successione mesozoico-cenozoica della Piattaforma carbonatica (fig. 25). In questa zona il Miocene è costituito da depositi calcarenitici alla base e da depositi arenacei flischiodi alla

sommità. I deposti miocenici sono di regola trasgressivi sui sedimenti calcareo-dolomitici della Piattaforma carbonatica; tale contatto stratigrafico è obliterato nella zona in esame da un piano di scivolamento.

Sovrapposta al flysch miocenico si ritrova tutta la successione del *flysch del Cilento.*

D'altronde non sono stati ritrovati sinora reperti paleontologici indicanti un'età miocenica del *flysch del Cilento,* nè si ritiene probabile un eventuale rimaneggiamento delle faune utilizzate per la stratigrafia, le quali indicano una età mesozoico-cenozoica.

Per quanto riguarda il secondo elemento di cui sopra, si fa notare che i depositi flyscioidi del Cilento affiorano a diretto contatto od anche in piccoli Graben tra i depositi della Piattaforma carbonatica. Le caratteristiche sedimentarie di queste due successioni sono tali che bisognerebbe ipotizzare variazioni di facies molto repentine per giustificare che la stessa successione possa essere a luoghi Cretacico inferiore (Monte della Stella), a luoghi Oligocene-Miocene, a luoghi solo Miocene (Monte Sacro).

La Piattaforma carbonatica sud appenninica è costituita da sedimenti tipici di una piattaforma intraoceanica con facies neritiche e facies di transizione ad ambienti pelagici sui versanti adriatico e tirrenico.

Nel Cilento in particolare le facies interne di tale piattaforma affiorano estesamente nei monti di Capaccio-Roccadaspide, le facies di transizione (o addirittura facies pelagiche) affiorano nella zona di Roccagloriosa e in quella di Monte Bulgheria. Il *flysch del Cilento* è sovrapposto non solo alle facies di transizione ma anche a quelle più interne della Piattaforma.

Il *flysch del Cilento* ha i caratteri di un vero e proprio flysch deposto in una geosinclinale con notevole attività tettonica, rifornita di materiale terrigeno da una « area cristallina »; sembra logico, a nostro avviso, che esso si sia deposto in un bacino in area tirrenica (un grande bacino di sedimentazione che comprendeva probabilmente anche i depositi flischiodi del versante ionico del Pollino) interno rispetto ai depositi di Monte Bulgheria.

In questo bacino si verifica nel Paleocene-Eocene la messa in posto di masse sedimentarie (olistostromi) che costituivano le facies marginali o depositi estranei al bacino stesso.

Nel Langhiano (?) i depositi del *flysch del Cilento* si spostano verso oriente (occupando l'attuale posizione geografica nel Cilento),

sovrapponendosi ai depositi miocenici stratigraficamente legati alla successione della Piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale e ricoprendo non soltanto le facies marginali tirreniche, ma anche quelle interne della Piattaforma, oltrepassandola addirittura nella zona ad ovest del Pollino.

Le direttrici di sedimentazione rilevate nel flysch del Cilento (da sud ovest e da est) si potrebbero forse meglio giustificare ammettendo, oltre alla traslazione, una rotazione delle masse in senso antiorario; così che le direttrici di apporto dei sedimenti sarebbero approssimativamente da ovest e da sud est.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, marzo 1968.

BIBLIOGRAFIA

AGI, 1960 - *Glossary of Geology and Related Sciences.* Washington, D.C., p. 325 con supplem. 72 p.

ANGELUCCI A. e altri, 1967 - *Sedimentology of some italian turbidites.* Geol. Rom., 6, pp. 345-420.

BENEO E., 1955 - *Les résultats des études pour la recherche pétrolifére in Sicile.* IV World Petrol. Congr., Roma.

BORTOLOTTI V., 1962 - *Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti ed alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo).* Boll. Soc. Geol. Ital., **81**, pp. 257-306.

BORTOLOTTI V., 1963 - *Sulla posizione delle rocce della serie ofiolitifera nell'Appennino settentrionale a SE del Taro e della Magra.* Boll. Soc. Geol. Ital., **82**, pp. 151-166.

BORTOLOTTI V. e PASSERINI P., 1963 - *Sulla presenza di depositi da frane sottomarine nella parte settentrionale della Corsica.* Boll. Soc. Geol. Ital., **82**, pp. 167-172.

BOUSQUET J. C., 1966 - *Sur l'allure et la mise en place des formations allochtones de la bordure orientale des massifs calabro-lucaniens.* Bull. Soc. Geol. de France, s. 7ª, t. 7, 6 (1965), pp. 937-945.

CESTARI G., 1963 - *Segnalazione di « scaglia » maestrichtiana e paleocenica sul versante nord-occidentale del Monte Bulgheria (Cilento meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., 4 (1962), pp. 9.

CESTARI G., 1967 - *Lineamenti strutturali del Cilento (Campania meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **86**, pp. 9-20.

COCCO E. e PESCATORE T., 1967 - *L'evoluzione della sedimentazione arenacea miocenica nella Penisola Sorrentina.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, pp. 597-638.

COTECCHIA V., 1958 - *Le argille scagliose ofiolitifere della valle del Frido a nord del M. Pollino.* Boll. Soc. Geol. It., **77**, pp. 205-245, fig. 20.

D'ARGENIO B., 1966 a - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **5**, pp. 279-299.

DE LORENZO G., 1896 b - *Studi di geologia nell'Appennino meridionale.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, **8**, n. 7, pp. 1-128.

DONDI L. e PAPETTI I., 1965 - *Sul ritrovamento di una microfacies con Miogypsina e Lepidocyclina al fondo del pozzo Contursi I (metri 3478) nel Cilento.* Geol. Rom., **4**, pp. 7-40, figg. 6.

DONZELLI G. e CRESCENTI U., 1962 - *Lembi di flysch oligocenico affioranti a SE della piana del Sele.* Mem. Soc. Geol. It., **3** (1960), pp. 569-592.

FANCELLI R., GHELARDONI R. e PAVAN G., 1966 - *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **5**, pp. 67-90.

FIERRO G. e TERRANOVA R., 1963 - *Olistostromi di età cretacea al Passo della Forcella ed al M. Bregaceto* (F° « Rapallo »). Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol. 1, pp. 511-543.

FLORES G. (1955), in BENEO E. (1955).

GHEZZI G. e BAYLISS D. D., 1963 - *Uno studio sul flysch della regione calabro-lucana: stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale.* Boll. Serv. Geol. d'It., **84**, pp. 3-64.

GHEZZI G. e MARCHETTI M. P., 1964 - *Contributo alla conoscenza stratigrafica e sedimentaria del Terziario superiore della Calabria e Basilicata.* Mem. Soc. Geol. It., **4** (1962), pp. 20.

GLANGEAUD L., GRANDJACQUET C., BOUSQUET J. C. e AFCHAIN C., 1961 - *Sur l'origine des flysch et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie).* Bull. Soc. Géol. de France, s. 7ª, t. 3, pp. 619-624.

GRANDJACQUET C., 1963 - *Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie).* Rév. Geogr. Phys. Dyn., **5**, n. 3, pp. 185-202.

IETTO A. e COCCO E., 1965 - *Rocce eruttive basiche nella serie calcareo-silico-marnosa lucana.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 259-260.

IETTO A., PESCATORE T. e COCCO E., 1965 - *Il flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 395-402.

IPPOLITO F. e LUCINI P., 1957 - *Il flysch nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75** (1956), n. 3, pp. 139-167.

JACOBACCI A., 1966 - *Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell'Appennino e in Sicilia.* Boll. Serv. Geol. d'It., **86** (1965), pp. 65-85.

MANFREDINI M., 1963 - *Schema dell'evoluzione tettonica della Penisola italiana.* Boll. Serv. Geol. d'It., **84**, pp. 101-130.

MARINI M. e ANDRI E., 1966 - *Lembi paleocenici ed eocenici nel Cilento settentrionale (Salerno).* Atti Ist. Geol. Un. di Genova, **4**, n. 1, pp. 181-201.

MOSTARDINI F., PIERI M., PIRINI C., 1966 - *Stratigrafia del foglio 212, Montalbano Ionico.* Boll. Serv. Geol. d'It., **86** (1965), pp. 57-143.

OGNIBEN L., 1960 - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale.* Riv. Min. Sic., Anno XI, n. 64-65, pp. 183-212.

PESCATORE T., 1966 - *Strutture sedimentarie del flysch del Cilento occidentale.* Geol. Rom., **5**, pp. 99-116.

PIERI M., 1966 - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale.* Geol. Rom., **5**, pp. 407-424.

RICHTER M., 1967 - *Bemerkungen zur Geologie des Cilento (Süditalien).* N. Jb. Geol. Mh., **11**, pp. 684-699.

SCANDONE P., 1967 - *Studi di geologia lucana. La serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, 175 p.

Scandone P. e Sgrosso I., 1964 - *Flysch con Inocerami nella valle del Cavolo presso Tramutola (Lucania).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **73**, pp. 166-175.

Scandone P., Sgrosso I. e Bruno F., 1964 - *Appunti di geologia sul Monte Bulgheria (Salerno).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72** (1963), pp. 19-27.

Scarsella F., 1957 - *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nello Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75** (1956), n. 3, pp. 115-137.

Scorziello R. e Sgrosso I., 1965 - *Segnalazione di crostacei decapodi nel Paleocene di M. Vesole (Salerno).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 3-5.

Selli R., 1957 - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. di Geol., s. 2ª, **26** (1954-55), pp. 1-54.

Selli R., 1962 - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **3** (1960), pp. 737-790.

Sgrosso I. e Torre M., 1967 - *La successione stratigrafica maastrichtiano-eocenica di Roccagloriosa (Cilento).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, pp. 199-217.

Vezzani L., 1966 - *Nota preliminare sulla stratigrafia della formazione di Albidona.* Boll. Soc. Geol. It., **85**, n. 3-4, pp. 767-776.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 93-102, 3 tavv.

Nummofallotia apula n. sp.
Foraminifero del Cretaceo superiore delle Murge

Nota della Dott. ELENA LUPERTO SINNI
presentata dal Socio ANGIOLA MARIA MACCAGNO

(Tornata del 29 marzo 1968)

Riassunto. — Viene descritta e figurata una nuova specie di Foraminifero, *Nummofallotia apula* n. sp. Gli esemplari di questa specie sono stati rinvenuti durante lo studio di campioni prelevati in alcune località dei dintorni di Altamura e Gravina (Bari) e di Laterza (Matera) in calcari stratificati bianchi con Rudiste, già riferiti al Senoniano.

La nuova specie risulta associata a:

Accordiella conica FARINACCI, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneolina* sp., *Minouxia lobata* GENDROT, *Minouxia conica* GENDROT, *Tetraminouxia* sp., *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS, *Rhapydionina* sp., *Rhipidionina* sp., *Praerhapydionina* cf. *cubana* VAN WESSEN, *Lockhartia ramanae* TEN DAM, *Lockhartia daviesi* TEN DAM, *Siderolites* sp.

Abstract. — *Nummofallotia apula* n. sp. is described and illustrated. The new species was found near Altamura and Gravina (discrict of Bari) and near Laterza (discrict of Matera) in white bedded Rudist limestones of Senoniano age.

The new species is associated with:

Accordiella conica FARINACCI, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneolina* sp., *Minouxia lobata* GENDROT, *Minouxia conica* GENDROT, *Tetraminouxia* sp., *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS, *Rhapydionina* sp., *Rhipidionina* sp., *Praerhapydionina* cf. *cubana* VAN WESSEN, *Lockhartia ramanae* TEN DAM, *Lockhartia daviesi* TEN DAM, *Siderolites* sp.

PREMESSA.

Nel quadro delle indagini che l'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari conduce come Sezione del Gruppo di Ricerca per lo studio geologico dell'Italia meridionale sotto gli auspici del C.N.R., ho compiuto osservazioni micropaleontologiche su campioni prelevati nella parte superiore dei Calcari delle Murge.

Lo scopo di queste osservazioni è di contribuire al perfezionamento delle conoscenze cronostratigrafiche sul Cretaceo murgiano. Durante lo studio al microscopio di calcari provenienti dai dintorni di Altamura, di Gravina e di Laterza, ho avuto modo di osservare, fra l'altro, un piccolo foraminifero che ritengo di poter riferire ad una specie nuova.

Questo foraminifero, che è certo interessante dal punto di vista paleontologico e che potrà anche avere una importanza cronostratigrafica, mi risulta, per ora, presente solo in campioni che provengono dalla parte più alta del « Calcare di Altamura » e nel « Calcare di Murgia della Crocetta » (1). Le osservazioni che verranno condotte in nuove ricerche di campagna potranno fornire altri elementi utili a definire il valore cronostratigrafico di questa forma.

Gli esemplari che ho studiato presentano caratteri specifici ben diversi da quelli della specie *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), già conosciuta come *Nonionina cretacea* SCHLUMBERGER (1899) e di recente dettagliatamente descritta come specie tipo del genere *Nummofallotia* da BARRIER e NEUMANN (1958).

Le sezioni più significative degli esemplari stessi sono illustrate nelle annesse tavole.

Lo studio è stato compiuto esclusivamente su sezioni sottili, per lo più non orientate, per cui non si sono potuti osservare i caratteri morfologici esterni del guscio; la ricostruzione del plasmostraco resta pertanto necessariamente incompleta.

---

(1) Le unità litostratigrafiche ora indicate sono state distinte in questi ultimi anni nel complesso dei Calcari delle Marge (v. in proposito AZZAROLI & CITA, 1963; VALDUGA, 1965).

CARATTERI DELLA MICROFACIES.

Cenni litologici. — Il tipo litologico risulta abbastanza costante: la roccia è sempre calcarea, compatta, in molti casi, più o meno dolomitizzata. La microlitofacies si mostra costituita da granuli di piccole dimensioni, cementati da micrite calcarea chiara; tra i granuli risultano abbondanti i microfossili e i frammenti di gusci di organismi macroscopici.

Contenuto micropaleontologico. — Sia la microfauna che la microflora sono abbondantemente rappresentate. Sono presenti soprattutto foraminiferi di tipo bentonico a guscio calcitico microgranulare; i foraminiferi a guscio agglutinato appaiono invece più scarsi. Sono inoltre presenti rare forme a guscio calcitico ialino.

La microflora è rappresentata da alghe del genere *Thaumatoporella.* Sono presenti in minor misura Dasicladacee, generalmente non determinabili.

È stata osservata la seguente associazione faunistica: *Nummofallotia apula* n. sp., *Accordiella conica* FARINACCI, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneolina* sp., *Minouxia lobata* GENDROT, *Minouxia conica* GENDROT, *Tetraminouxia* sp., *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS, *Rhapydionina* sp., *Rhipidionina* sp., *Praerhapydionina* cf. *cubana* VAN WESSEN, *Lockhartia ramanae* TEN DAM, *Lockhartia daviesi* TEN DAM, *Siderolites* sp.

Sono inoltre presenti: *Textularidae, Valvulinidae, Miliolidae, Ophthalmidiidae, Rotalidae.*

In alcuni campioni, oltre ai foraminiferi ora indicati, sono presenti *Orbitolinidae;* nei campioni del Calcare di Murgia della Crocetta è presente anche *Keramosphaera tergestina* STACHE.

In tutti i campioni si osservano inoltre Ostracodi, Lamellibranchi (frammenti di Rudiste e di Ostriche), piccoli Gasteropodi, radioli e frammenti (alcune volte molto grossi) di Echini.

La biofacies indicherebbe che l'ambiente di sedimentazione era neritico, poco profondo, con acque temperato-calde.

Provenienza del materiale esaminato.

Come ho accennato, i campioni esaminati provengono da alcune località dei dintorni di Altamura (Prov. di Bari), di Gravina (Prov. di Bari) e di Laterza (Prov. di Matera). Più precisamente, quelli riferibili al Calcare di Murgia della Crocetta sono stati raccolti in località Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NE « Serra Ficaia »); quelli del Calcare di Altamura provengono dalle Località Mass.ia Don Luca (Tav. 189 IV SE « Masseria Pescariello »), Parco Grassaturo (Tav. 201 I NO « Laterza »), Murgia Terlecchia (Tav. 201 I NO « Laterza ») e Iazzo Nuovo (Tav. 201 I NO « Laterza »).

Distribuzione cronostratigrafica della specie.

Gli esemplari della specie sono stati rinvenuti in calcari bianchi stratificati, già attribuiti al Senoniano superiore (Luperto Sinni, 1966). Sulla base di osservazioni recentemente compiute non mi pare escluso di dover alquanto modificare questa datazione: in proposito riferirò comunque in una prossima nota.

I tipi di *Nummofallotia apula* provengono dai dintorni di Altamura e di Laterza, in associazione con forme per ora ritenute maastrichtiane. Come ho già indicato, essi si trovano anche in campioni provenienti dal «Calcare di Murgia della Crocetta » che pur con qualche incertezza è stato attribuito al Maastrichtiano (Azzaroli & Cita, op. cit.).

In base a quanto ho finora accennato, ritengo che la specie *Nummofallotia apula* possa essere riferita al Senoniano superiore e, in particolare, forse proprio al Maastrichtiano.

Descrizione sistematica.

Ord. FORAMINIFERA

Fam. Soritidae

Sottofam. Meandropsininae

Gen. *Nummofallotia* Barrier & Neumann, 1958

Nummofallotia apula n. sp.

Tav. I, figg. 1-6; Tav. II, figg. 1-6; Tav. III, figg. 1-4 e 6

Diagnosi. — Guscio di forma lenticolare, simmetrico, relativamente bombato al centro (dove è localizzato un bottone centrale) formato dall'avvolgimento nummulitoide di una muraglia a forma di V.

In sezione equatoriale sono visibili le camere, di forma quadrangolare: queste sono formate da setti normali alla lamina spirale e ricurvi all'indietro, progressivamente ma lentamente crescenti e in numero di 16-20 nell'ultimo giro. Numero di giri dell'avvolgimento costante e uguale a 3.

In sezione assiale è visibile un corpo centrale (corrispondente al bottone centrale) di forma e volume alquanto variabili, quasi sempre presente su entrambe le facce.

Apertura delle camere alla base dei setti.

Guscio calcareo imperforato a struttura microgranulare. La muraglia appare robusta e con spessore all'incirca costante; i setti sono meno spessi della parete esterna. Il pilastro centrale è sempre formato da fibre chiare di calcite. Spesso la muraglia è rivestita da uno straterello sottile di calcite chiara fibrosa: analogamente dicasi per i setti.

Dimensioni.

Olotipo (tav. I, fig. 1) diametro equatoriale 0,32 mm, altezza del guscio 0,18 mm; diametro del proloculus 0,06 mm.

Paratipo A (tav. II, fig. 1) diametro equatoriale 0,36 mm, altezza del guscio 0,16 mm; diametro del proloculus 0,08 mm.

Paratipo B (tav. II, fig. 2) diametro equatoriale 0,33 mm, altezza del guscio 0,19 mm; diametro del proloculus 0,04 mm.

Osservazioni.

Barrier & Neumann hanno condotto studi approfonditi su individui di « *Nonionina cretacea* » Schlumberger isolati, al fine di definire le caratteristiche generiche. Questi autori hanno osservato che in residui di lavaggio si trovano raramente individui completi coi loro bottoni centrali di calcite perforata, mentre più spesso si osservano i bottoni soli, o associati a gusci, dai quali essi sono stati staccati. Gli autori sono fra l'altro giunti alla conclusione che *Nonionina cretacea*, così come l'ha descritta Schlumberger, è il risultato dell'epigenizzazione di un organismo all'origine molto diverso.

Tale organismo primitivo avrebbe dovuto avere guscio di forma lenticolare, discoide, relativamente piatto (che si sarebbe fatto bombato solo dopo l'epigenizzazione), sempre calcareo imperforato e formato dall'avvolgimento nummulitoide di una lamina spirale a forma di V; le camere sarebbero state delimitate da setti formati dal ripiegamento della lamina spirale stessa.

Barrier & Neumann non hanno rinvenuto nei residui di lavaggio, né nelle sezioni sottili, questi organismi primitivi, pur avendo constatata la presenza di individui a diversi gradi di epigenizzazione con bottoni centrali variamente sviluppati. Gli autori citati hanno avanzato l'ipotesi che la epigenizzazione sia forse da porre in relazione con la natura stessa dei gusci dei detti organismi, o forse con la fragilità di questi.

Fo notare che nelle sezioni sottili da me esaminate, accanto agli individui che riferisco alla specie *Nummofallotia apula*, ho osservato con una certa frequenza forme simili ad essi per aspetto morfologico generale e per dimensioni, ma verosimilmente non riferibili a questa specie. Tali forme hanno il guscio completamente calcareo imperforato e non presentano bottone centrale (Tav. III, fig. 5). Se si potesse dimostrare che la presenza dei bottoni centrali delle *Nummofallotia* è proprio dovuta all'epigenizzazione e se a un tempo si potesse spiegare l'assenza o il diverso grado di epigenizzazione in forme presenti nello stesso preparato microscopico, forse le forme con bottone centrale e quelle senza bottone potrebbero esser riunite sotto un'unica specie. Per ora, in mancanza di più attendibili dati sul menzionato fenomeno di epigenizzazione e nell'impossibilità di osservare individui isolati, mi pare comunque opportuno non riferire alla stessa specie gli esemplari dei due tipi.

Rapporti e differenze.

La specie può essere confrontata con *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger) descritta di recente da Barrier & Neumann (1958). Come è noto, è stato dimostrato che nella sinonimia di *Nummofallotia cretacea* deve essere inclusa anche *Goupillaudina sanctipetri* Marie (1957).

Nummofallotia apula n. sp. si distingue nettamente da *N. cretacea* per avere dimensioni minori (in *N. cretacea* si ha un diametro equatoriale variabile da 0,6 a 0,8 mm e altezza del guscio variabile da 0,4 a 0,5 mm); numero dei giri inferiore (nella specie di Schlumberger i giri sono 7 o 8); infine un minor numero di camere nell'ultimo giro (nelle forme descritte da Barrier & Neumann sono al minimo 26). Fo rilevare che negli individui (megalosferici) di *Nummofallotia apula* n. sp. il diametro della camera embrionale risulta uguale, o quasi, a quello della camera embrionale degli esemplari megalosferici di *N. cretacea*. Se comunque si considerano le differenze rilevate negli altri caratteri, appare evidente che gli esemplari della nuova specie non possono essere identificati con forme megalosferiche della specie di confronto.

Un altro confronto potrebbe essere fatto con la specie *Goupillaudina senonica* (Pérébaskine) compresa da Marie (1957) nel suo nuovo genere *Goupillaudina*. Quest'ultima specie, che è in sinonimia con *Nummulites cretaceus* Pérébaskine (1942) è, a mio modo di vedere, riconducibile al genere *Nummofallotia*. La specie che ho istituita differisce da questa ora citata per avere dimensioni minori (gli esemplari di Pérébaskine hanno diametro equatoriale di 0,50-0,70 mm e altezza del guscio di 0,25-0,33 mm); inoltre, un numero inferiore di giri (questi sono 7 o 8 negli esemplari della specie *Goupillaudina senonica*) e un minor numero di camere nell'ultimo giro (gli individui descritti da Marie hanno nell'ultimo giro un numero di camere superiore a 45).

La specie di nuova istituzione si distingue insomma dalle forme finora conosciute, per avere negli individui megalosferici un guscio piccolo, con soli 3 giri di spira, l'ultimo dei quali è formato al massimo da 16-20 camere.

COLLOCAZIONE.

Sezioni sottili: LAT 17 (N 13) (olotipo); LAT 51 (N 11); LAT 10 (N 14); LAT 17 (N 12); LAT 23 (N 15); LAT A 27 (N 7); MST (N 1); MST 4 (N 5); MST (N 4); MST 5 (N 6); K 1 (N 8); K 1 (N 9); DON LUCA; ecc.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari.

BIBLIOGRAFIA

ASTRE G., 1929 - *Etude paléontologique de Nummulites du Crétacé superieur de Cézan - Lavardens (Gers).* Bull. Soc. Géol. Fr. Ser. 4, Vol. 22, pp. 360-368, tav. 12, fig. 1 testo. Parigi.

AZZAROLI A. e CITA M. B., 1963 - *Geologia stratigrafica.* Vol. 2, pp. 353, figg. 84. Ed. La Goliardica. Milano.

BARRIER J. e NEUMANN M., 1959 - *Contribution à l'étude de Nonionina cretacea Schlumberger.* Rev. Micropaleont. Vol. 1, n. 4, pp. 223-229, tavv. 1-2. Parigi.

CUVILLIER J., 1943 - *Sur quelques foraminiféres du Crétacé superieur de Lande.* C.R. Soc. Géol. Fr., Vol. 13, pag. 208. Parigi.

CUVILLIER J., 1954 - *A propos des correlations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine.* Bull. Soc. Géol. Fr., s. 6, Vol. 4, pp. 233-236. Parigi.

CUVILLIER J., 1956 - *Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine.* pp. 33, tavv. 100, Ed. F. Brill. Leiden.

DE LA HARPE Ph. 1883 - *Monographie der in Aegypten und der Libyschen Wüste-vorkommenden Nummuliten.* Palaeontographica. Vol. 30, pp. 161-162, pp. 176-178, tav. 30, figg. 1-8 e tav. 31, figg. 10-15 e 20-25. Cassel.

DEVOTO G., 1964 - *Il passaggio Cretaceo-Paleocene nei Monti Lepini e il problema relativo a « Keramopshaera tergestina » (Foraminifera).* Geologica Romana. Vol. 3, pp. 45-55, tavv. 1-4, figg. 2 testo. Roma.

DOUVILLÈ N., 1919 - *Les Nummulites, évolution et classification.* C. R. Acc. Sc. Vol. 168, pag. 163. Parigi.

ELLIS B. F. e MESSINA A., 1940 - *Catalogue of Foraminifera.* Ann. Nat. History Museum e suppl. post. 1940. New York.

FARINACCI A. e RADOICIC A., 1964 - *Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne.* La Ricerca Scientifica. Vol. 7, n. 2, pp. 169-300, tavv. 15. Roma.

GALLOWAY J. J., 1933 - *A manual of Foraminifera.* pp. 483. Ed. The Principia Press. Inc. Bloomington. Indiana.

GENDROT C., 1964 - *Contribution à l'étude de quelques foraminifèrés du Senonien des Martigues (Bouches du Rhône).* Ecl. Geol. Helv. Vol. 57, n. 2, pp. 529-535, tav. 2, figg. 3 testo. Basel.

Loeblich A. R. e Tappan H., 1964 - Protista: in Moore R. C.: *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part. C., Voll. 2, pp. 900, figg. 653. Soc. Amer. Univ. Kansas Press.

Luperto Sinni E., 1965 - *Nuovo genere di foraminifero del Senoniano delle Murge*. Boll. Soc. Paleont. Ital. Vol. 4, n. 2, pp. 263-268, tavv. 34-37. Modena.

Luperto Sinni E., 1966 - *Microfaune del Cretaceo delle Murge baresi*. Geologica Romana. Vol. 5, pp. 117-156, tavv. 13. Roma.

Marie P., 1957 - *Goupillaudina, nouveau genre de Foraminifère du Crétacé supérieur*. Bull. Soc. Géol. Fr., S. 6, Vol. 7 (1957), pp. 861-876, pl. 43, figg. 3 testo. Parigi.

Mengaud C., 1924 - *Découverte d'une Nummulite nouvelle dans le Maestrichtien à Biradiolites du dôme de Cézan - Lavardens (Gers) et étude stratigraphique du gisement*. Bull. Soc. Geol. Fr. Vol. 23, s. 4, pp. 356-359. Parigi.

Pérébaskine G., 1942 - *La découverte de Nummulites dans le Sénonien de Saint-Marcel*. Boll. Soc. Geol. Fr. s. 5, Vol. 12, pp. 117-123, figg. 3. Parigi.

Radoicic R., 1960 - *Microfacies du Crétacé et du Paleogéne des Dinaridis externes de Yougoslavie*. Pal. des Dinarides Yougosl., s. 7, Vol. 4, n. 1, pp. 35, tavv. 67 (ed. Instit. Réch. Geol. de Grna Gora).

Radina B., 1967 - *Geologia dei dintorni di Laterza e di Ginosa (Prov. di Taranto e di Matera)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli. Vol. 76, pp. 1-45. Napoli.

Renz O., 1936 - *Über ein en Vor-Maestrichtirn-Cenomanien Vorkommen bei Alfermée am Bielerzee*. Ecl. Geol. Helv. Vol. 29, n. 2, pp. 545-566, tavv. 28-35. Basel.

Smout A. H., 1955 - *Reclassification of the Rotaliidae (Foraminifera) and two new Cretaceous forms resembling Elphidium*. Washington Acad. Sc. Your. Vol. 45, pp. 201-210, figg. 10. Washington.

Valduga A., 1965 - *Contributo alla conoscenza geologica delle Murge baresi*. pp. 1-14, tav. 1. Ed. Adriatica. Bari.

TAVOLA I.

Fig. 1. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Olotipo - Sezione assiale. Preparato LAT 17 (N 13), ×100. Località: 200 m circa a N di Iazzo Nuovo (sul limite di Provincia) (Tav. 201 I NO « Laterza »).

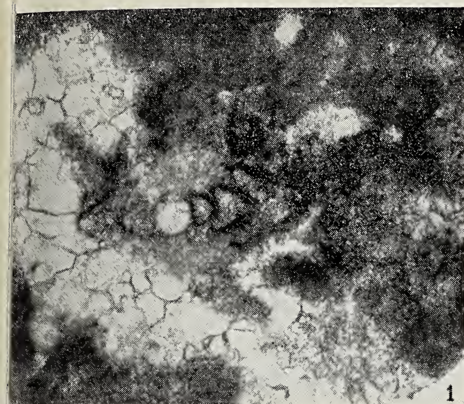
Fig. 2. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione trasversale (subparallela all'asse di avvolgimento). Preparato LAT 51 (N 11) ×100. Località: Parco Grassaturo (Tav. 201 I NO « Laterza »).

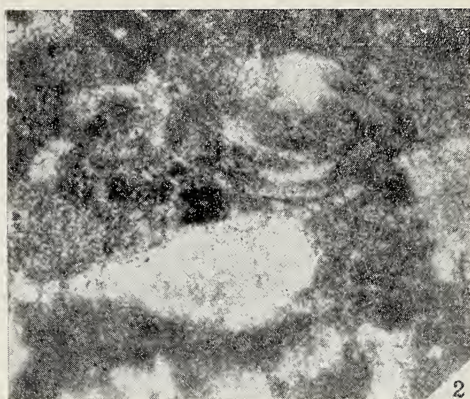
Fig. 3. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione trasversale leggermente obliqua rispetto all'asse di avvolgimento, tagliata in prossimità del margine esterno. Prepaparato LAT 10 (N 14), ×100. Località: Iazzo Nuovo (Tav. 201 I NO « Laterza »).

Fig. 4. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione trasversale leggermente obliqua rispetto all'asse di avvolgimento. Preparato MST (N 1), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NO « Serra Ficaia »).

Fig. 5. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione molto obliqua rispetto al piano equatoriale. Preparato LAT 17 (N 13), ×100. Località: 200 m circa a N di Iazzo Nuovo (sul limite di Provincia) (Tav. 201 I NO « Laterza »).

Fig. 6. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione obliqua rispetto al piano equatoriale. Preparato MST 4 (N 5), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NO « Serra Ficaia »).


1


2


3


4


5


6

TAVOLA II.

Fig. 1. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione assiale. Preparato MST (N 4), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NE « Serra Ficaia »).

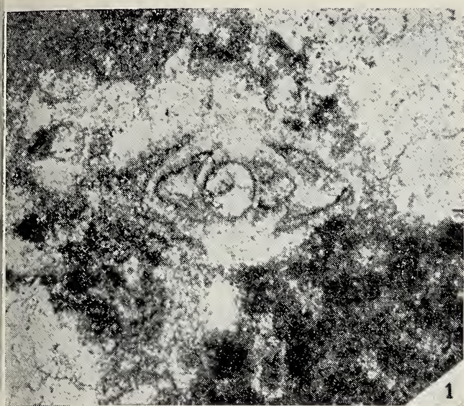
Fig. 2. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione assiale. Preparato LAT 17 (N 13), ×100. Località: 200 m circa a N di Iazzo Nuovo (sul limite di Provincia) (Tav. 201 I NO « Laterza »).

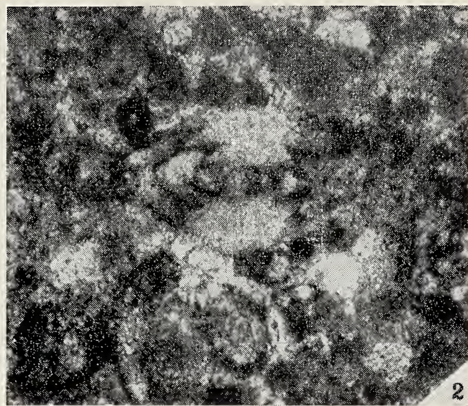
Fig. 3. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione assiale. Preparato MST 5 (N 6), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NE « Serra Ficaia »).

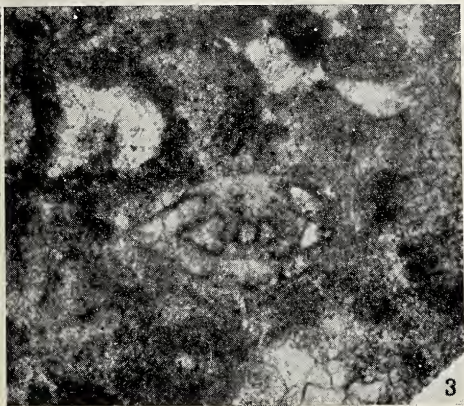
Fig. 4. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione assiale. Preparato LAT 17 (N 12), ×100. Località: 200 m circa a N di Iazzo Nuovo (sul limite di Provincia) (Tav. 201 I NO « Laterza »).

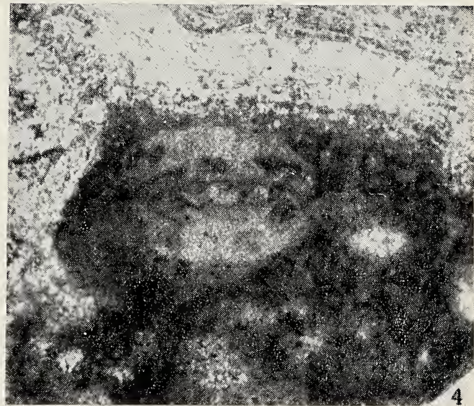
Fig. 5. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione assiale. Preparato K (N 16), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NE « Serra Ficaia »).

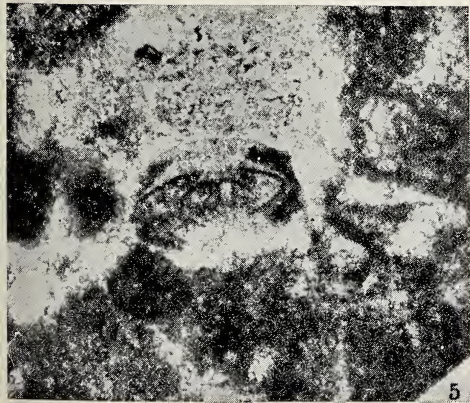
Fig. 6. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione equatoriale. Preparato LAT 23 (N 15), ×100. Località: 500 m circa a N di Iazzo Nuovo (sul limite di Provincia) (Tav. 201 I NO « Laterza »).


1


2


3


4


5

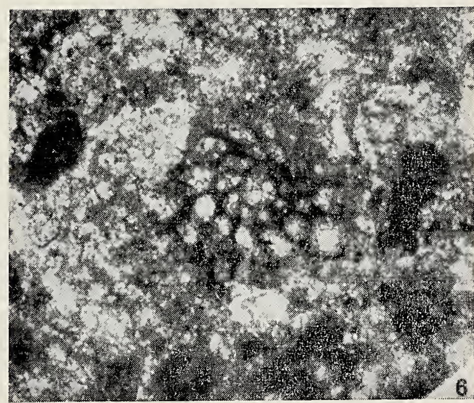

6

TAVOLA III.

Fig. 1. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione assiale. Preparato K 1 (N 9), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NE « Serra Ficaia »).

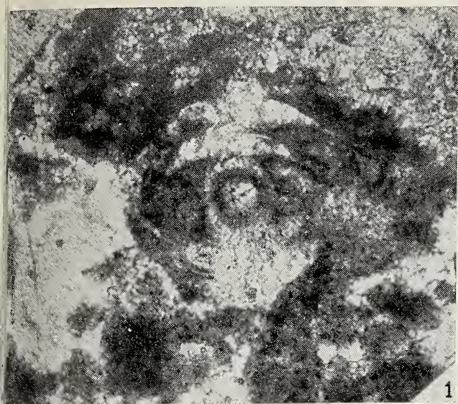
Fig. 2. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione molto obliqua rispetto all'asse di avvolgimento. Preparato LAT A 27 (N 7), ×100. Località: nelle vicinanze del km 598 sulla SS 7 (Appia) (Tav. 201 I NO « Laterza »).

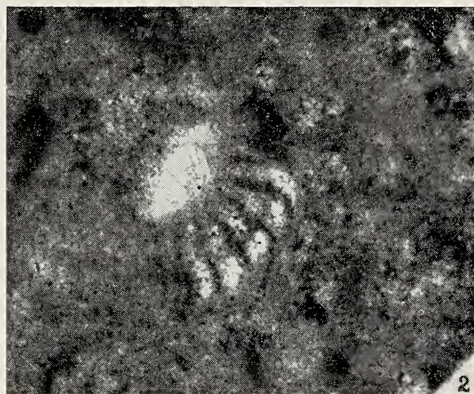
Fig. 3. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione leggermente obliqua rispetto all'asse di avvolgimento. Preparato K 1 (N 8), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NE « Serra Ficaia »).

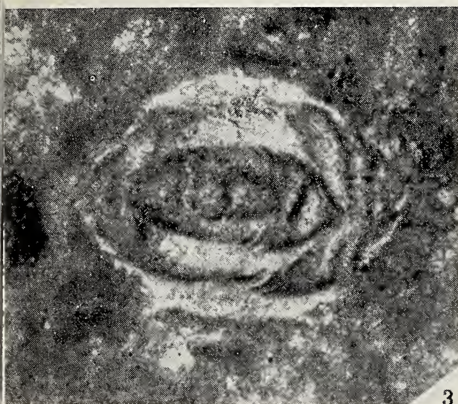
Fig. 4. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione obliqua rispetto all'asse di avvolgimento. Preparato K (N 16), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NE « Serra Ficaia »).

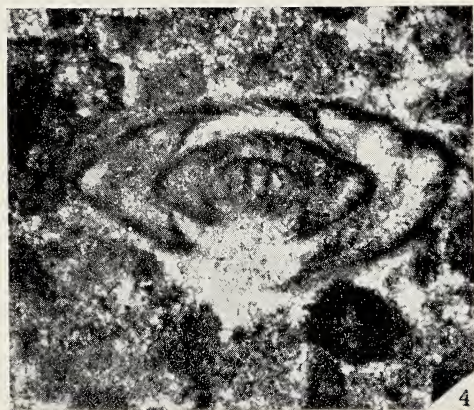
Fig. 5. — Forma non determinata (forse *N. apula* n. sp. non epigenizzata?). Preparato K (N 16), ×100. Località: Mass.ia S. Teresa (Tav. 189 I NE « Serra Ficaia »).

Fig. 6. — *Nummofallotia apula* n. sp. - Sezione equatoriale. Preparato Don Luca, ×100. Località: Mass.ia Don Luca (Tav. 189 IV SE « Masseria Pescariello »).

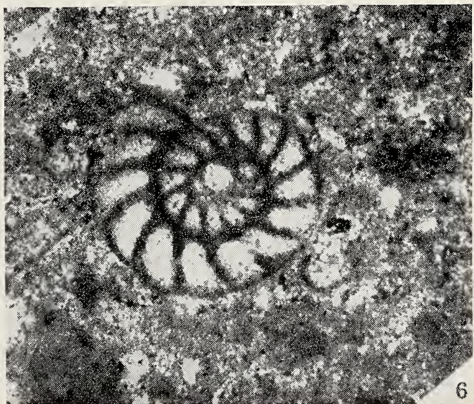

1


2


3


4


5


6

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 103-107.

Azione dei cianuri e metalli pesanti sulla fauna ittica

Nota del Socio Dott. ANGIOLO PIERANTONI

(Tornata del 31 maggio 1968)

Riassunto. — L'Autore, esamina la tossicità verso i pesci, degli scarichi industriali contenenti cianuri e metalli pesanti che si immettono nel mare in prossimità di coste e baie.

Egli dice che, pur provocando gli effluenti industriali nel mare effetti minori di tossicità per l'azione delle correnti e delle maree di quelli che si immettono nei fiumi e nei laghi, è sempre bene ridurre al minimo la tossicità e passa in rassegna i vari metodi di depurazione.

Summary. — Toxicity for fish from industrial servage effluents containing cyanide and heavy metals into sea and coastal areas has been investigated.

Although wind, tide and wave action reduce the toxicity of industrial effuents into the sea more than in the fresh waters of rivers and lakes, the Author suggest that it is preferable to guarantee the least toxicity rate of the effluents. The principal methods of waste purification are reviewed.

Gli effluenti provenienti dagli scarichi delle industrie galvaniche, metallurgiche e conciarie, contengono tra gli altri prodotti, in misura rilevante cianuri e metalli pesanti. In special modo le industrie galvaniche, per il loro processo di lavorazione scaricano liquami inquinati da soluzioni a base di rame, ferro, nichel, zinco e in particolare cromati e cianuri fortemente concentrati; tutte sostanze molto tossiche per la fauna ittica.

Mentre il cianuro per la sua tossicità uccide i pesci anche a bassa concentrazione, i composti a base di cromo sono veleni protoplasmatici che agiscono anche in dosi assai tenui. L'azione tossica sulla fauna ittica, ad opera di questi composti, avviene con azione esterna e con azione di penetrazione. L'azione esterna può avvenire sulla cute e sulle branchie provocando lesioni di origine meccanica o lesioni di origine chimica, come la formazione di composti muco-

metallici che impediscono il nuoto e che occludono l'apparato branchiale e della bocca. Studi in tal senso furono compiuti da Carpenter (1925-1927-1930), Beherens (1928), Ellis (1937), Westfall (1945) i quali ottennero in un primo tempo una ipersecrezione mucosa e poi formazione di composti muco-metallici.

L'azione per penetrazione si esplica maggiormente con l'introduzione di tossici attraverso l'apparato digerente.

Fromm e Schiffman (1958) affermarono che il decesso degli animali avveniva ad opera del cromo esavalente in forti concentrazioni. Essi operarono sul Micropterus salmoides il cui epitelio intestinale risultò profondamente leso. Altre ricerche sono state condotte per accertare il potere venefico tra metalli pesanti e cianuri. Strumm e Coll. (1954) hanno affermato che i soli complessi dei metalli pesanti con i cianuri aumentano il potere tossico col diminuire della stabilità dei complessi formatisi. I complessi di nichel, ferro, rame con i cianuri sono meno dannosi perchè più stabili che non quelli del cadmio e zinco. Il tetracianuro di cadmio, che è un complesso meno stabile, è di poco meno tossico dello ione CN^- libero. È nota la bassa tossicità del ferrocianuro e del ferricianuro rispetto allo ione CN^- così come il cuprocianuro di potassio che ha una tossicità 2-4 volte inferiore al cianuro di potassio. Fra i composti organici del cianuro quelli che hanno un forte potere tossico verso i pesci sono i tiocianati che come dicono Hiatt e Coll. (1953) sono percepibili a 0,05 p.p.m. Gli scarichi a base di cianuri e metalli pesanti lungo i litorali marini, fasce costiere, baie ed estuari pur provocando gli stessi fenomeni di intossicazione di quelli che avvengono nei fiumi e nei laghi, sulla fauna ittica, provocano effetti minori in quanto bisogna tener conto delle correnti, delle maree ecc. e come dicono Wiegel e Johnson anche della estensione della costa e della velocità della corrente.

Gilet, osservando l'acqua del porto di Marsiglia, che ha continui scambi con la baia, sostiene che l'inquinamento viene ad essere molto ridotto a causa di questi fenomeni. Un fenomeno di rilievo è la autopurificazione di un effluente inquinato e Williams dice che esistono organismi che presiedono alla autopurificazione trasformandone le caratteristiche chimiche.

Il Koch invece afferma che certi effluenti industriali contenenti sali minerali non possono essere trasformati organicamente dalla autopurificazione ma essi possono essere scaricati senza molti danni nel mare dove sono in breve tempo dispersi nell'ambiente vasto e

dal movimento interno. Infatti in alto mare l'onda di marea è poco sensibile mentre in prossimità della costa o alla foce dei fiumi la si può osservare bene per il dislivello che essa provoca e che può variare da pochi cm. a vari metri e varia con la profondità. Pur tuttavia, tenuto conto del diminuito effetto tossico dei cianuri e metalli pesanti ad opera delle correnti e del moto ondoso del mare, lo scarico di questi prodotti costituisce sempre un pericolo per la fauna che sia pur in maniera ridotta viene ad essere sempre impoverita a causa dell'azione letale. Sulla tossicità dei metalli pesanti specie rame e cromo abbiamo gli studi di RALMOND e SHIELDS che affermano che su Nereis esiste una tossicità per il Cu che si aggira intorno a 0,1 p.p.m. mentre la tossicità per il Cr è intorno a 10 p.p.m. Invece per il Calcinus maenas la tossicità avviene ad una concentrazione di 50 p.p.m. per il Cr dopo 12 giorni.

I commestibili marini di cui l'uomo si serve e che sono una importante sorgente di proteine e sali minerali, vengono raccolti principalmente proprio nelle zone costiere dove possono avvenire gli scarichi industriali, perchè, come asserisce Odum, nello zoccolo continentale la produttività è maggiore per il rimescolamento delle acque superficiali con quelle profonde. L'Autore dice che il tasso medio di produzione annua per m^2 di superficie, varia da gr. 182,5 a gr. 795.

CONCLUSIONE.

Da quanto sopra esposto, le acque di scarico che contengono cianuri e metalli pesanti, sia che essi vengono immessi in corsi d'acqua e sia che essi vengono immessi direttamente nel mare, debbono essere sottoposte ad un trattamento di depurazione tale da ridurre al minimo la loro tossicità fino ad arrivare ad un limite tollerabile che secondo l'O.M.S. si aggira per il Cr a mgr/litro 0,05 sotto forma di cromo esavalente e per il cianuro a mgr./litro 0,01 sotto forma di CN.

I metodi di trattamento sono numerosi sia per quanto riguarda i cianuri che per i cromati. Per i cianuri si potrebbe ricorrere ad un metodo poco costoso quale quello studiato da PETTET e WARE che sono ricorsi all'uso del solfato ferroso e della calce per precipitare i cianuri sotto forma di complessi di ferro ed in questo modo è possibile ridurre la concentrazione del cianuro fino a 5-10 p.p.m.

Si può anche avere la completa distruzione dei cianuri alcalinizzando con calce o soda caustica a pH 11, clorando poi con ipoclorito.

Un altro metodo vantaggioso è quello consigliato dal Water Pollution Research Laboratory consistente nell'ossidazione elettrolitica in cui i cianuri vengono ossidati a cianati e carbonati ad opera dell'ossigeno che si libera all'anodo. Per quanto riguarda il Cr ed i suoi sali, il più comune metodo di trattamento è quello di trasformare i composti esavalenti e trivalenti e successiva aggiunta di alcali per ottenere la precipitazione dell'idrato di cromo.

Come riducenti vengono usati l'anidride solforosa o il bisolfito di sodio o il solfato ferroso. Anche per i cromati si possono usare procedimenti a scambio ionico i quali hanno il vantaggio del recupero del cromo per riutilizzarlo nella lavorazione. Per i sali di altri metalli quali il rame, lo zinco, il nichel, il cadmio è opportuno farli precipitare sotto forma di idrati di calce o soda caustica a pH 8 prima di immetterli negli effluenti.

Istituto di Biologia generale e Genetica dell'Università di Napoli - Laboratorio Chimico Provinciale - Sezione di Castellammare di Stabia.

BIBLIOGRAFIA

BEHRNES B., 1928 - *Arch. exp. Pathol. u. Pharmakol*, **137**, 311.

CARPENTER K. E., 1925 - *On the biological factors involved in the distruction of river fisheries by pollution due to lead mining.* Ann. Applic. Biol., **12**, 1.

CARPENTER K. E., 1927 - *Brit. Jour. Exper. Biol.*, **1**, 378.

CARPENTER K. E., 1930 - *Jour. Exper. Zool.*, **56**, 407.

ELLIS M. M., 1937 - *Detection and measurement of stream pollution.* Bull. Bur. Fish., **18**.

FROMM P. A. e SCHIFFMANN R. H., 1958 - *Toxic action of exavalent chromium on largemonth bass.* Jour Wildlife Management, **22**, 40.

GILET R. - *Waste disposal in the marine environment.* Univ. Cal. Berkley July 22-25 1958 Ed. E. A. Pearson p. 39-55.

HIATT R. W., NAUGHTON Y. Y. e MATTHEWS D. C., 1953 - *Biol. Bull.*, **104**, 28.

KOCH P. - *Waste dosposal in the marine environment.* Univ. Cal. Berkley July 22-25 1958 Ed. E. A. Pearson p. 122-174.

MASSELLI Y. W., MASSELLI N. W., BURFORD G. M. *A simplification of textile waste survey and treatment. New England Interstate water pollution control Commission Boston* 1959.

ODUM E. P. - *Ecologia* Ed. Zanichelli febbr. 1963 p. 66-67.

ORGANISATION MONDIAL DE LA SANTÈ - *Normes internationales pour l'eau de boisson* 42-43 1965.

Pettet A. E. Y. e Ware G. C. - *Disposal of cyanide wastes.* Chem. and Ind., **33**, 1232, 1955.

Raimont J. E. G. e Shields J. - *Advances in water pollution research.* Vol. III 1964 p. 275-283.

Stumm W., Woker H. e Fisher H. V., 1954 - *Zeits. Hydrol.*, **16**, 1.

Westfall B. A., 1945 - *Coagulation film anoxia in fishes.* Ecol., **26**, 283.

Williams L. G., 1967 - *Pollution and self purification.* Science, **156**, p. 12.

Wiegel R. L. e Johnson J. W. - *Waste disposal in the marine environment.* Univ. Cal. Berkeley - July 22-25 1958 Ed. Pearson p. 175-221.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 109-130, 4 figg., 5 tabb., 5 tav.

Le associazioni dei minerali pesanti nel flysch del Cilento (M. della Stella) (*)

Nota del Socio GIUSEPPE CIPPITELLI

(Tornata del 28 giugno 1968)

Riassunto. — Si sono studiate le associazioni dei minerali pesanti della successione stratigrafica del flysch del Cilento occidentale nell'area del M. della Stella vicino ad Acciaroli.

I depositi sono prevalentemente torbiditici ed hanno età compresa tra il Cretaceo inferiore e l'Eocene (Oligocene?).

Nel flysch dl Cilento sono state individuate tre formazioni che si succedono in continuità stratigrafica dal basso verso l'alto:

a) Formazione di S. Venere, argilliti, siltiti e areniti.

b) Formazione di Pollica, arenarie.

c) Formazione di S. Mauro, arenarie, conglomerati e marne.

In tutta la successione sono presenti costantemente quattro specie mineralogiche: zircone; granato; tormalina; rutilo. Attraverso le variazioni percentuali di queste specie si sono potuti distinguere cinque livelli dal basso verso l'alto:

a) zircone; tormalina; rutilo - formazione di S. Venere e parte della formazione di Pollica.

b) zircone; granato; tormalina; rutilo - formazione di Pollica.

c) zircone; tormalina; rutilo - formazione di Pollica.

d) granato; zircone; tormalina; rutilo - formazione di S. Mauro.

e) zircone; granato; rutilo; tormalina - formazione di S. Mauro.

Le specie mineralogiche presenti e i ciottoli dei livelli conglomeratici permettono inoltre di discutere sulle provenienze da rocce ignee, sedimentarie e metamorfiche.

Summary. — Heavy minerals associations in the Cilento Flysch sequence (Southern Italy) have been investigated, with particular regard to those of Monte della Stella area.

The studied sediments are prevailingly turbidites, ranging in age from lewer Cretaceous to Eocene (Oligocene?).

(*) Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche - Gruppo di Ricerca per la Geologia dei Sedimenti.

Three formations have been distinguisced upward in Cilento Flysch:

a) S. Venere Formation: argillites, siltites, sandstones.

b) Pollica Formation: sandstones.

c) S. Mauro Formation: sandstones, conglomerates, marls.

Four minerals have been always observed throughout the sequence: zircon, garnet, tourmaline, rutile. On the base of the percent variations of these minerals fice levels have been distiguished upward:

a) zircon, tourmaline, rutile (S. Venere Formation and Pollica Formation, lower part).

b) zircon, garnet, tourmaline, rutile (Pollica Formation, middle part).

c) zircon, tourmaline, rutile (Pollica Formation, upper part).

d) garnet, zircon, tourmaline, rutile (S. Mauro Formation, lower part).

e) zircon, garnet, rutile, tourmaline (S. Mauro Fomation, upper part).

The observed minerals and the pebbles from the S. Mauro Formation conglomerates allow to discuss about provenance from igneous, sedimentary and metamorphic rocks.

I. Premessa

Come è noto, nello studio dei depositi terrigeni, il riconoscimento delle associazioni dei minerali pesanti, fornisce un notevole aiuto nell'ambito delle correlazioni stratigrafiche, tra formazioni dello stesso bacino di sedimentazione; e ciò specialmente laddove, per il particolare modo di origine questi depositi si presentino privi o quasi di fossili, o quando si tratti di procedere a ricostruzioni paleogeografiche.

La presente nota i cui risultati si inquadrano nel programma di ricerca del Gruppo per la Geologia dei Sedimenti del C.N.R. presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, vuole essere un contributo alla conoscenza delle serie detritiche del flysch del Cilento.

I materiali studiati provengono dal M. delle Stella a NE di Acciaroli che rappresenta una monoclinale, con immersione a N e una inclinazione degli strati compresa tra i 15° e i 20° (fig. 1).

In questa area sono state istituite da Ietto, Pescatore e Cocco (1966), le unità stratigrafiche che costituiscono il flysch del Cilento, per cui è sembrato logico, oltre che per l'ottima esposizione, effettuare qui una campionatura per uno studio delle associazioni dei minerali pesanti.

I campioni sono stati prelevati lungo la strada che da Acciaroli va a Mercato ad intervalli stratigrafici di circa 50 m.



Fig. 1. — Ubicazione dell'area studiata.

Mi è gradito ringraziare il prof. FRANCESCO SCARSELLA, direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, per avermi dato la possibilità di realizzare il lavoro.

II. CENNI GEOLOGICI SUL CILENTO OCCIDENTALE

In un recente lavoro IETTO, PESCATORE e COCCO (1966), hanno suddiviso le successioni del flysch di quella regione in tre unità stratigrafiche che si distinguono per le seguenti caratteristiche:

a) *Formazione di S. Venere.* — Rappresenta l'unità basale e corrisponde, grosso modo, al flysch argilloso-filladico (IPPOLITO e LUCINI 1956) ed alla *Formazione delle Crete Nere* (SELLI 1962). Si tratta di un flysch costituito da alternanze di argilliti, a volte con aspetto filladico, siltiti, calcilutiti silicifere, calcari marnosi, calcari arenacei ed arenarie con prevalenza delle argilliti. Tali alternanze, che nell'insieme assumono un colore grigio plumbeo, rappresentano depositi di aree centrali di bacini torbiditici. Prove dell'origine torbiditica di questi depositi sono portate da PESCATORE (1967), il quale

in strati arenacei ha individuato alcune sequenze gradate nel corpo degli strati e numerosi calchi di docce di erosione alla base.

Questa unità si presenta assai dislocata di conseguenza le misure effettuate per individuare le direzioni di apporto dei materiali risultano poco attendibili. I depositi della formazione di S. Venere presentano, a luoghi, verso Marina di Ascea, una facies epimetamorfica.

La Formazione di S. Venere, per la presenza di Calpionelle alla base e Globotruncane alla sommità, viene ascritta al Cretacico inferiore e a tutto il Cenomaniano, con uno spessore complessivo che si aggira sui 1000 m.

b) *Formazione di Pollica.* — Questa formazione, che stratigraficamente segue quella di S. Venere, è costituita da depositi prevalentemente arenacei, è stata suddivisa in due membri, di cui quello inferiore è costituito da arenarie sottilmente straterellate; nel termine successivo, invece, sono presenti arenarie a grana grossa, a volte conglomeratiche, spesso in grossi banchi, con evidenti fenomeni di frane sottomarine sinsedimentarie (slumpings) e canali d'erosione alla base degli strati.

Per tali caratteristiche anche questa unità viene interpretata come effetto di fenomeni di rideposizione con alternanza di fasi distali e fasi prossimali di correnti di torbida. I calchi delle docce d'erosione e dei canali d'erosione hanno permesso di accertare che gli apporti venivano da SW.

Per la presenza di Globotruncane e di Inocerami la formazione viene ascritta al Cretaceo superiore, sino a comprendere l'Eocene basale; lo spessore si aggira sui 700-1000 m.

c) *Formazione di S. Mauro.* — Questa segue con perfetta continuità la formazione di Pollica con passaggio abbastanza rapido. Si tratta di una alternanza di arenarie e marne e corrisponde al flysch marnoso-arenaceo (Ippolito e Lucini 1956).

L'unità è costituita da un termine inferiore prevalentemente marnoso-arenaceo e da uno superiore quasi del tutto arenaceo-conglomeratico. Nella porzione inferiore sono presenti due livelli marnosi dei quali quello inferiore presenta uno spessore di circa 40 m quello superiore di circa 20 m.

Le strutture sedimentarie dei banchi di marne e degli strati arenacei sono quelle peculiari dei depositi torbiditici; in particolare fasi distali sono alternate a fasi prossimali di correnti di torbida. Nella parte alta i conglomerati presentano l'aspetto di flussotorbiditi

con notevoli canali d'erosione; spesso si osservano anche frane sottomarine sinsedimentarie (slumpings) assai significative.

Impronte di fondo e canali d'erosione permettono di stabilire due direzioni di apporto, rispettivamente da E (prevalente) e da SW.

Notevole interesse offre la parte superiore conglomeratica nella quale sono rappresentate le rocce più varie, graniti, spesso a feldspato rosa, porfidi, vulcaniti, gneiss, micascisti, filladi, cloritoscisti e moltissimi tipi sedimentari come rocce carbonatiche e arenarie.

La formazione che presenta uno spessore di circa 2000 m., viene attribuita all'Eocene, dubitativamente (Oligocene?).

La successione litologico-stratigrafica, precedentemente descritta, presenta notevoli differenze in tutto il Cilento, a causa di sensibili variazioni laterali di facies e per effetto di fenomeni tettonici sinsedimentari.

L'ambiente di formazione di tutta la serie, alla luce delle ipotesi più recenti, sarebbe quello di un bacino torbiditico situato in area tirrenica (Selli 1962, Grandjaquet 1963, Scandone 1967, Cocco e Pescatore 1968), la sua attuale giacitura sarebbe di natura tettonica si da costituire una coltre sovrascorsa sui terreni delle piattaforma carbonatica.

A fianco di queste ipotesi alloctoniste ve ne sono alcune che sostengono invece l'autoctonia di questa serie, (Manfredini 1963, Cestari 1967, Richter 1968).

III. Metodi di studio

a) *Problemi di campionatura.* — Dato che i depositi costituenti il flysch del Cilento rappresentano quasi generalmente l'effetto di deposizioni per correnti di torbida, gli strati risultano spesso di sequenze gradate. Da ciò nasce il problema della distribuzione dei minerali pesanti all'interno di questi strati gradati, nel senso di una possibile variazione del contenuto percentuale dei minerali pesanti in rapporto alle variazioni granulometriche nell'ambito di uno stesso strato.

Sin dal 1946 (Zonneveld in Bouma 1962), e successivamente altri ricercatori (Van Andel 1950, 1955; Nota, 1958 in Bouma 1962) hanno indagato sui rapporti che possono intercorrere tra un certo tipo di minerale e le dimensioni granulometriche. Tali studi

hanno già accertato, ad esempio, che mentre lo zircone tende ad essere abbondante nella frazione arenitica più fine, la tormalina è più frequente nella frazione grossolana.

A titolo di conferma della attendibilità dei dati ottenuti, a questo proposito, si è proceduto alla indagine preliminare.

È stato scelto casualmente un bancone arenaceo gradato della formazione di S. Mauro dello spessore di 80 cm circa, i cui granuli alla base non superavano le dimensioni di 2 mm di diametro. Sono stati prelevati dal basso verso l'alto quattro campiani A, B, C, D

TABELLA 1.

Campioni	Frazione compresa tra 1/4 e 1/16 di mm in %	Frazione pesante in %
D	36,00	0,00016
C	37,9	0,00023
B	42,0	0,00016
A	22,3	0,00017

ad una distanza di 20 cm circa l'uno dall'altro. Di questi, una volta disgregati con i metodi che verranno esposti più avanti, sono state prelevate frazioni ottenute mediante quartazione dal totale, e sono state determinate le percentuali in peso della porsione campresa tra 1/4 ed 1/16 di mm. Dopo separazione gravitativa con bromoformio e determinazione delle percentuali in peso della frazione pesante e di quella leggera, per ogni campione infine si è proceduto al conteggio dei granuli pesanti. I risultati sono riportati nelle tabelle n. 1 e n. 2.

Nel campione A, oltre alle specie elencate, è risultata presente una notevole quantità di baritina, che è da ritenersi quasi sicuramente autigena e quindi non è stata tenuta presente nelle computazioni

Dai dati sopraripportati emerge la analogia di contenuto percentuale in minerali pesanti dal basso alla sommità del bancone. Sembrerebbe che non si debba tenere conto eccessivamente della posizione del campione nel banco o nello strato, purchè il prelievo sia effettuato nell'intervallo in cui i granuli presentano dimensioni arenitiche secondo Wentworth, in relazione all'uniformità dei dati da elaborare.

I dati sono ovviamente indicativi ricerche in tal senso sono in corso.

b) *Disgregazione.* — Circa 300 g di campione sono stati schiacciati con l'impiego di una pressa idraulica, sino ad ottenere frammenti passanti attraverso un vaglio con maglie di 2 mm di apertura. Questa operazione è stata effettuata con particolare cura arrivando per gradi alle suddette dimensioni, onde evitare lo sfarinamento della maggior parte del materiale, con pericolo di rottura dei granuli.

TABELLA 2.

Campioni	MINERALI					
	Tormalina	Zircone	Rutilo	Granato	Epidoto	Anatasio
D	5,5	83,2	3,2	7,0	—	0,5
C	13,0	76,4	4,1	7,3	—	—
B	7,5	80,8	4,2	5,0	2,5	—
A	8,8	79,2	3,1	8,3	0,5	—

Così ridotto, il campione è stato trattato con HCl a freddo, per un tempo non superiore a 24 ore e successivamente lavato per decantazione ed asciugato in forno.

Quasi tutti i campioni trattati hanno dato una scarsa effervescenza, in quanto, poveri di cemento calcareo.

Dopo l'essiccamento, si è proceduto ad un ulteriore schiacciamento in un mortaio, con delicatezza e quindi, per ottenere una migliore separazione della frazione argillosa che teneva uniti ancora alcuni granuli, è stata effettuata una bollitura, per cinque minuti, in HCl al 20%. Nuovamente lavato ed essiccato, il campione è stato setacciato in modo da prelevare soltanto la frazione granulometrica tra 1/4 ed 1/16 di mm dato che in questa si trova dispersa la maggior parte della frazione pesante; infine si è proceduto alla pulitura dei granuli mediante bollitura per 20 minuti in una soluzione di acido ossalico normalventesima in misura di 20 cc per grammo di campione, in presenza di ampie superfici di alluminio metallico (Logvinenko in Strakhov 1957).

c) *Separazione della frazione pesante.* — Non meno di 40 g di campione così trattati, ottenuti mediante quartazione dal totale, sono stati versati in imbuto separatore con bromoformio; tale operazione è stata protratta per non meno di 45 minuti, agitando periodicamente la sospensione formatasi. La frazione pesante così ottenuta spesso è stata ulteriormente trattata con liquido di Thoulet, per separare dalla frazione da osservare la maggior parte delle miche e delle cloriti (Gazzi 1961). Infine una parte della frazione pesante, ottenuta per quartazione dal totale, è stata montata in balsamo del Canadà su vetrino portaoggetti.

d) *Riconoscimento dei granuli e conteggio.* — I granuli pesanti sono stati studiati al microscopio da mineralogia, onde determinarne le loro proprietà ottiche ed effettuare così il riconoscimento delle specie mineralogiche. Per maggiore sicurezza in alcuni casi si è proceduto, sui granuli della parte non montata in balsamo ad un esame più approfondito determinando l'indice di rifrazione con metodo ad immersione, in ioduro di metilene (Gazzi 1961).

Tale metodo infatti si dimostra oltremodo utile per il più sicuro riconoscimento delle specie presenti, avendo la possibilità di isolare i granuli di dubbia determinazione per effettuare esami più profondi. Tuttavia si è ritenuto più pratico il vecchio metodo di montaggio in balsamo, limitando l'applicazione della tecnica su granuli sciolti solo ad alcuni campioni ed a scopo di controllo.

Per determinare le percentuali si è proceduto al conteggio di più di 250 granuli. Questo numero infatti si è rivelato perfettamente idoneo per ottenere risultati pienamente attendibili. In qualche caso, a titolo di prova, sono stati contati sino a 500 granuli; ma i risultati finali non fornivano sensibili differenze nelle percentuali delle specie mineralogiche.

IV. Descrizione delle specie mineralogiche

1) *Tormalina.* — Tranne che in qualche campione, la tormalina si presenta sempre con una certa abbondanza; in molti preparati è stato possibile osservare individui perfettamente integri (Tav. II-5), in altri, invece, si notano segni di alterazione parallelamente all'allungamento del cristallo (Tav. II-6). Non mancano, però, granuli costituiti da frammenti oppure completamente arrotondati o con spigoli notevolmente usurati si da fare pensare ad un lungo

trasporto o addirittura ad un rimaneggiamento (Tav. II-1, 7, 8, 9). In tutti i granuli si osserva il caratteristico pleocroismo, con massimo assorbimento normalmente alla lunghezza. I colori variano dal bruno chiaro al bruno scuro; molto rare sono la varietà azzurra indicolite e la varietà verde.

2) *Zircone.* — È la specie presente in percentuale maggiore. Si presenta in granuli, spesso euedrali, formati da prismi di primo e secondo ordine sormontati da bipiramidi del primo, secondo e, meno frequentemente, terzo ordine, spesso con sviluppo disuguale agli estremi. Tali individui si presentano il più delle volte limpi-

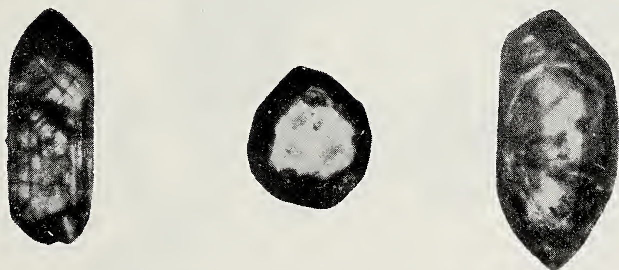


Fig. 2. — Tre varietà di zircone rinvenute nei campioni studiati.

dissimi, incolori o rosati e ricchi di inclusioni (fig. 4) altre volte fittamente zonati e di colore bruniccio (fig. 2). Questi ultimi tendono ad aumentare nella parte alta della serie.

Le forme di questi granuli sono assai varie. Alcuni si presentano tozzi con prismi e bipiramidi poco sviluppati in lunghezza; altri con prismi allungati e bipiramidi molto corte (Tav. IV-3) oppure prismi-corti e bipiramidi molto sviluppate (Tav. III-3).

A fianco di queste specie perfette, sono stati osservati, granuli completamente arrotondati o ellissoidali, con superficie smerigliata in modo tale da far pensare ad un lungo trasporto o a rimaneggiamento da precedenti sedimenti (Tav. III-4, 5, 6; Tav. IV-2; fig. 3); il più delle volte questi granuli presentano un colore rosa.

Infine sono presenti, in numero piuttosto limitato, granuli irregolari costituiti al centro da un individuo arrotondato o anche meno frequentemente a spigoli vivi, circondato da zone di accrescimento periferico tendenti a formare individui euedrali (Tav. III-1; Tav. IV-1); inoltre vi sono granuli con forme euedrali, ma con escrescenze

sulle facce, o con aspetto tondeggiante ma privi di tracce di usura notevoli (fig. 2).

Secondo un recente lavoro di Saxena (1967) individui di questo tipo sarebbero autigeni in formazioni metamorfiche e sedimentarie. In questo caso, però, sembra poco probabile che tali zirconi siano autigeni nei materiali del flysch e ciò sia per il fatto che per quanto

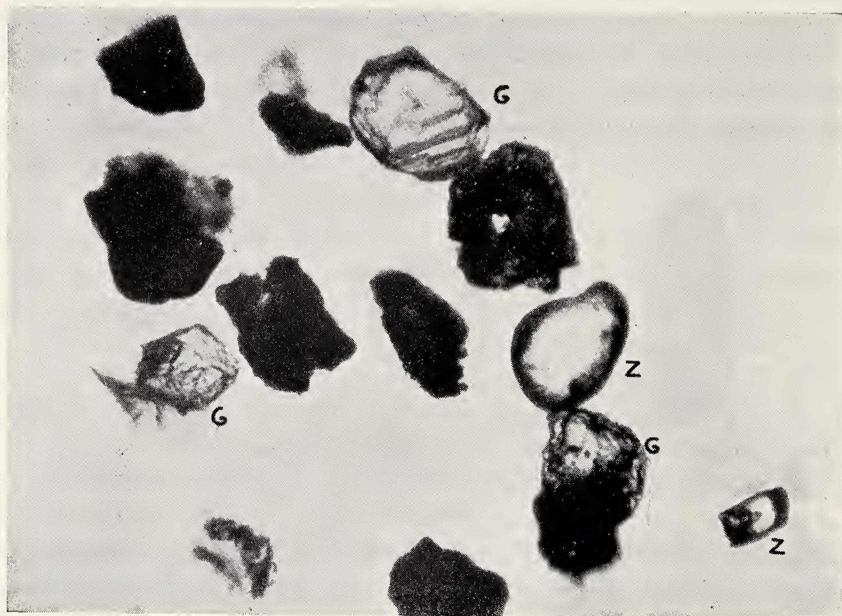


Fig. 3. — Associazione di zircone e granato, è possibile osservare l'abbondanza dei minerali opachi.

debolissime, vi sono tracce di trasporto, sia perchè tale, secondo Saxena, rappresenta un processo molto lungo che prevede, tra l'altro, anche forme intermedie metastabili. Vi è da ricordare infatti che i materiali studiati da questo autore appartengono all'Eocambriano mentre quelli esaminati in questo lavoro sono cretaceo-eocenici. Tali fenomeni potrebbero però essersi verificati nelle rocce madri di questi sedimenti, tra le quali vi erano sicuramente delle rocce metamorfiche.

3) *Rutilo.* — Si presenta spesso in granuli allungati e striati nel senso della lunghezza con spigoli a volte fortemente arrotondati, oppure in granuletti tondeggianti (fig. 4). Si sono osservati geminati

a ginocchio (fig. 4), ma è più frequente la geminazione polisintetica in lamelle simmetricamente inclinate sull'asse verticale (Tav. V-1). In tutti i granuli si osserva un leggero pleocroismo; i colori più frequenti sono il rosso cupo e il giallo scuro; l'indice di rifrazione è sempre molto alto.

4) *Granato*. — È abbondante soltanto in pochi campioni, si presenta in granuli per lo più scheggiosi e spesso ricchi di inclusioni, qualche volta leggermente alterati e nella maggior parte dei casi incolori o color rosa tenuissimo. Sono presenti anche individui color rosso mattone, i quali tendono ad aumentare percentualmente nella parte mediana della serie.



Fig. 4. — Zircone con inclusioni e due varietà di rutilo.

5) *Epidoto*. — Quasi tutti i campioni presentano concentrazioni non troppo elevate di epidoto. Si presenta in granuli, come pistacite di color verde pistacchio, o come clinozoisite, incolori o giallini, più o meno scheggiosi, allungati o arrotondati con superfici smerigliate (Tav. V-6, 7). Le dimensioni sono sempre notevoli ed il pleocroismo dei granuli verdi è poco marcato; notevole è la dispersione degli assi ottici. La clinozoisite tende a prevalere nella parte alta della serie.

6) *Brookite*. — È presente soltanto saltuariamente ed in percentuali molto variabili, ma sempre modeste. Ha l'aspetto di lamelle di colore giallo, con indice di rifrazione molto alto; sulla superfice si notano deboli tracce di striatura. La sicura determinazione è resa possibile dal colore, dall'elevato indice di rifrazione e per la caratteristica figura d'interferenza.

È molto probabile che questo minerale sia autigeno nei sedimenti studiati, però non potendo escludere, almeno per qualche

granulo, l'origine detritica. È derivato da altri minerali del titanio, tra cui l'ilmenite abbondantemente presente tra i minerali opachi (1).

7) *Anatasio.* — Come la brookite, ricorre saltuariamente e in modeste quantità; si presenta in granuli di colore giallo o azzurro, spesso euedrali, non pleocroici, con elevato indice di rifrazione. Colore, abito esterno, e birifrangenza negativa rendono sicura la sua determinazione. Anche questo minerale può essere autigeno.

8) *Titanite.* — È presente soltanto in pochi campioni ed in quantità modestissime, si presenta in granuli tabulari di colore giallo, con elevato indice di rifrazione e senza pleocroismo.

9) *Cloritoide.* — È stato individuato solo in tre campioni, in forma di lamelle sovrapposte, dal contorno irregolare e con caratteristico pleocroismo indaco-verde giallastro e bassa birifrangenza.

10) *Zoisite.* — In pochi campioni e sempre in quantità piccole. Si tratta di granuli incolori, torbidicci, ad elevato indice di rifrazione con estinzione retta e piccolo angolo tra gli assi ottici e danno il più delle volte una figura uniassica.

11) *Baritina.* — In alcuni campioni è stata ritrovata in elevate concentrazioni, ma considerazioni basate sulla mancanza di usura, sulle dimensioni considerevolmente maggiori di quelle pertinenti alla frazione pesante, la maggiore concentrazione nelle frazioni più grossolane, nelle quali le soluzioni intergranulari possono circolare con maggiore facilità, inducono a ritenere questo minerale completamente autigeno. I granuli di baritina non sono stati, quindi, presi in considerazione nel conteggio.

Il riconoscimento è stato effettuato per via ottica, l'indice di rifrazione, determinato col metodo ad immersione è risultato prossimo ad 1,64.

12) *Minerali opachi.* — Sono sempre così abbondanti da superare di gran lunga la frazione trasparente per cui non sono stati

(1) L'abitus della brookite autigena è molto diverso da quello della brookite detritica. Quest'ultima infatti si presenta in granuli a spigoli vivi e con striature nette mentre i granuli autigeni hanno contorni poco netti e striature appena visibili o spesso mancanti.

presi in considerazione nelle percentuali. Attraverso alcune determinazioni è stato possibile stabilire che le specie più comuni sono la pirite, frequentemente scheletrica e l'ilmenite spesso trasformata in leucoxeno.

V. Distribuzione dei minerali pesanti nelle varie formazioni

a) *Formazione di S. Venere.* — Sono stati raccolti soltanto i campioni che vanno dal n. 1 al n. 7 in successione dal basso verso l'alto, ma data la complessa tettonica di questa serie non è da escludere che tale successione non risponda alla effettiva posizione. Dei sette campioni esaminati, soltanto quattro si sono rivelati adatti

TABELLA 3.
Formazione di S. Venere

Campioni	MINERALI								
	Tormalina	Zircone	Rutilo	Granato	Epidoto	Brookite	Anatasio	Titanite	Cloritoide
1	35,2	50,8	13,6	0,4	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	abb.	—	—	—
5	27,0	59,0	3,7	8,5	0,4	0,8	0,6	—	—
6	11,2	70,7	4,6	8,4	3,2	0,5	0,5	0,5	0,5
7	9,1	62,8	1,6	19,8	5,0	1,6	—	—	—

per lo studio delle percentuali (1, 5, 6 e 7). Nel campione n. 6 sono presenti solo pochi granuli di zircone e tormalina ed una grandissima quantità di brookite. Fra i minerali opachi vi è molta pirite scheletrica, che è abbondante e con lo stesso abitus anche nel campione n. 10 nel quale, però si osservano anche cristallini cubici con le caratteristiche striature. Campioni n. 4 e n. 7 provengono da strati di calcari arenacei grigio plumbei, leggermente bituminosi.

Dal grafico nel quale sono rappresentati i risultati ottenuti, risulta evidente che il minerale predominante è lo zircone, seguito dalla tormalina. Il granato quasi assente dal campione n. 3, ha un certo rilievo negli altri campioni. Il rutilo sembra comportarsi in modo vicariante rispetto al granato.

Tra gli altri minerali riconosciuti, soltanto l'epidoto sembra avere una certa importanza mentre la brookite, così abbondante nel campione n. 4 e la scarsezza dei minerali pesanti farebbero pensare a notevoli processi di autigenesi e di dissoluzioni intrastratali.

Tenuto presente il piccolo numero di campioni su cui sono state effettuate le percentuali, non è possibile, per il momento, formulare altre considerazioni circa la distribuzione dei minerali pesanti in questa formazione.

b) *Formazione di Pollica.* — Da questa unità provengono i campioni dal n. 8 al n. 25. Dal grafico si nota abbastanza chiaramente che le percentuali della tormalina sembrano ripetersi quasi ciclicamente, con variazioni tra un massimo del 20% circa ad un minimo intorno al 9%.

Relativamente costante è, invece la percentuale dello zircone che oscilla intorno al 60% del totale. È da rilevare tuttavia che tra i campioni n. 12 e n. 16 si osserva una flessione abbastanza marcata dello zircone a vantaggio del rutilo e del granato, il primo dei quali presenta, grosso modo, la costanza dello zircone, mantenendosi intorno al 6%, con brusco aumento percentuale per i campioni compresi tra il n. 12 e il n. 16, in corrispondenza della flessione dello zircone.

Il granato è presente con percentuali irregolari ma con massimo tra i campioni n. 12 e n. 16. Gli altri minerali complessivamente non hanno variazioni di rilievo; tuttavia nel tratto di serie che comprende i campioni n. 12 e n. 16 essi mancano quasi del tutto: ciò offre un notevole interesse dal punto di vista dei processi autigeni.

In conclusione, pare che sia possibile suddividere la formazione di Pollica in tre livelli caratterizzati dal basso verso l'alto dalle seguenti associazioni: a) livello a tormalina, zircone e rutilo; b) livello a tormalina, zircone, rutilo e granato; c) livello a tormalina, zircone e rutilo.

c) *Formazione di S. Mauro.* — In questa unità non si osservano variazioni delle specie minerali presenti; tuttavia il passaggio

dalla formazione di Pollica è marcato da un brusco aumento del granato a scapito dello zircone. Campioni in cui si osservano associazioni che mostrano la prevalenza del granato sono quelli che vanno dal n. 27 al n. 34, raccolti lungo la strada che da Galdo va a Celso.

TABELLA 4.
Formazione di Pollica

Campioni	MINERALI								
	Tormalina	Zircone	Rutilo	Granato	Epidoto	Brookite	Anatasio	Titanite	Zoisite
8	20.4	65,6	2,3	9,9	0.6	0,6	0,3	—	0,3
9	12,6	75,1	4,2	1,1	1,5	1,1	—	4,2	—
10	10,1	76,6	3,0	8.0	2,1	—	—	—	0,3
11	13,2	63,1	19,0	3,0	1,1	0,3	0.3	—	—
12	11.1	36,5	14,0	37,5	1,0	—	—	—	—
13	19,6	49,5	16,4	14,0	0,5	—	—	—	—
14	9,4	59,4	13,8	16,5	—	0,9	—	—	—
15	11,2	37,5	12,5	38,2	0,2	0,4	—	—	—
16	13,3	36.8	16,7	32,3	0,4	0,4	—	—	—
17	6,3	75,7	1,9	10,4	2,1	0,4	—	—	0,2
18	21.2	70.8	4,9	1,3	0,4	0,4	0,9	—	—
19	18,6	63,1	6,4	7,9	1,4	3,6	—	—	—
20	11,0	74,8	5,3	7,5	0,6	0,3	—	—	0,3
21	12,7	59,6	14,7	10,1	0,3	1,4	0,5	—	0,5
22	7,4	76,6	10,0	1,0	3,7	2,1	—	—	0,2
23	11,9	76,5	3,1	3,3	0,7	4,5	—	—	—
24	7,5	83,1	7,0	0,9	0,5	0,9	—	—	—
25	5,8	55,8	5,8	32,3	0,3	—	—	—	—

Dal campione n. 38 fino alla sommità, con esclusione del n. 42 e del n. 46), torna a prevalere lo zircone.

Nel campione n. 40 la tormalina presenta un valore piuttosto alto. Questo campione è stato prelevato alla base del primo bancone di marne, all'uscita dall'abitato di S. Mauro.

Diminuzioni delle percentuali della tormalina presente si osser-

TABELLA 5.
Formazione di S. Mauro

Campioni	MINERALI									
	Tormalina	Zircone	Rutilo	Granato	Epidoto	Brookite	Anatasio	Titanite	Cloritoide	Zoisite
26	18,4	62,0	10,6	6,1	—	1,1	1,7	—	—	—
27	14,7	30,2	13,9	39,3	1,6	—	0,4	—	—	—
28	6,2	24,5	7,0	58,6	2,1	1,2	0,4	—	—	—
29	4,8	20,9	10,2	61,4	1,1	0,7	—	0,7	—	—
30	13,7	25,3	2,5	57,8	—	0,4	0,4	—	—	—
31	6,9	28,6	5,4	59,4	0,3	0,2	—	—	—	—
32	4,1	13,7	3,5	78,3	—	—	0,3	—	—	—
33	7,5	39,6	13,0	37,6	0,4	0,7	—	—	1,0	0,2
34	11,1	27,3	4,5	54,5	1,5	0,5	0,5	—	—	—
35	11,2	81,4	1,0	3,2	—	—	0,2	—	—	—
36	8,5	84,8	3,6	2,2	0,9	—	—	—	—	—
37	12,4	64,3	5,4	14,6	0,5	2,7	—	—	—	—
38	13,2	76,6	4,1	5,5	0,3	0,3	—	—	—	—
39	4,1	77,4	10,9	3,6	0,4	3,6	—	—	—	—
40	22,5	45,9	10,8	4,0	3,0	1,3	—	—	—	—
41	1,3	65,9	8,5	20,6	1,3	2,2	—	—	—	—
42	5,5	32,0	2,3	60,2	—	—	—	—	—	—
43	7,9	45,4	8,9	36,4	0,7	—	—	—	—	0,7
44	5,1	82,5	7,2	1,5	2,1	0,3	0,6	—	—	0,6
45	11,7	63,0	6,2	18,1	1,0	—	—	—	—	—
46	9,9	23,0	5,6	59,2	0,3	0,7	1,3	—	—	—
47	10,9	70,5	3,6	12,8	0,3	—	1,0	—	—	1,0
48	3,0	70,8	3,9	19,7	1,3	0,3	0,7	—	—	0,3
49	2,6	67,5	3,2	25,0	0,3	—	—	0,3	0,3	0,6
50	4,5	73,9	3,9	15,8	1,0	—	1,0	—	—	—
51	1,3	85,8	2,7	8,6	0,3	—	0,3	—	—	1,0

vano nei campioni successivi al secondo livello di marne a partire da quello n. 48. Nel campione 49 è presente il cloritoide.

Concludendo si può dire che nella formazione di S. Mauro si

possono distinguere due livelli a minerali pesanti; il primo alla base della successione, con granato, zircone, tormalina e rutilo (con netta prevalenza del granato sulle altre specie) ed il secondo costituito da zircone, granato, tormalina e rutilo ma con prevalenza dello zircone.

VI. Osservazioni sulle variazioni delle percentuali

Lungo la serie studiata, non sono state notate variazioni delle specie mineralogiche pesanti. Si sono osservate invece variazioni anche brusche nelle percentuali, con particolare riguardo allo zircone ed al granato. Poichè queste non possono essere ritenute accidentali, sarà necessario cercare una plausibile spiegazione a tali dati sperimentali.

Nella ricerca delle cause che hanno portato al prevalere del granato rispetto allo zircone, in alcuni livelli è possibile formulare tre ipotesi:

1) che le concentrazioni dello zircone e del granato siano diverse nei vari orizzonti di un medesimo strato, ovvero che le percentuali dell'uno o dell'altro minerale risentano della variazione granulometrica in senso verticale;

2) che vi siano state nell'ambito del flysch del Cilento, in sede di diagenesi dissoluzioni intrastratali differenziate, ovvero più attive in alcuni livelli e più deboli in altri;

3) che sin dal momento della deposizione doveva esistere in questi livelli una maggiore concentrazione di granato rispetto agli altri.

La prima di queste ipotesi può essere senz'altro esclusa, sia perchè, come si è visto in precedenza, non esistono variazioni così sensibili delle percentuali in relazione alla gradazione degli strati nello intervallo arenitico, come pure perchè le modalità di prelievo dei campioni sono state sempre le stesse, per cui una variazione in relazione alla granulometria avrebbe portato, a maggior ragione, ad avere gli stessi valori percentuali in tutti i campioni.

La seconda ipotesi sembra più attendibile, in quanto sono effettivamente possibili zone a maggiore attività delle soluzioni intrastratali che disciolgono le specie pesanti più labili. Tuttavia queste zone, a prescindere dalle variazioni di pressione, corrispondono in genere a quelle a granulometria più grossolana, nelle quali non sono mai state effettuate campionature. I campioni raccolti erano quasi tutti

della stessa frazione granulometrica, per cui sembrano da escludere tali possibilità.

La terza ipotesi, infine, sembra la più accettabile, in quanto:

1) non è rispettato l'ordine di persistenza delle specie pesanti;

2) vi sono due distinti tipi di granato uno incolore ed uno rosso mattone, quest'ultimo risulta particolarmente abbondante proprio nei livelli a predominio di granato. Sembra pertanto che, sebbene le dissoluzioni intrastratali siano estremamente attive, la provenienza giochi un ruolo predominante nella zonatura mineralogica del flysch del Cilento. Ciò può essere ulteriormente avvalorato dalle due differenti direzioni di scorrimento delle correnti rinvenute da Pescatore (1967).

VII. Considerazioni paleogeografiche

L'esame delle associazioni mineralogiche presenti nel flysch del Cilento e la natura litolgica dei ciottoli dei conglomerati che si intercalano nelle sue formazioni rendono possibile ricavare alcune notevoli informazioni circa la natura della terra o delle terre che fornivano i materiali al bacino di sedimentazione di queste formazioni flyscioidi.

Nei conglomerati sono stati rinvenuti ciottoli di rocce ignee (graniti, porfidi e vulcaniti), di rocce metamorfiche (gneiss, micascisti, cloritoscisti, filladi) ed infine di rocce sedimentarie (rocce carbonatiche, arenarie e diaspri).

La presenza di zircone, rutilo e tormalina indica una sicura provenienza da rocce ignee (rocce granitiche o granodioritiche), mentre granato, rutilo e zircone (autigeno) sono propri di scisti cristallini (gneiss e micascisti); l'epidoto, sempre di dimensioni notevoli, sembrerebbe invece provenire da rocce ultrabasiche, ad esempio ofiolitiche la cui presenza è stata accertata nel flysch del Cilento (Cocco comunicazione verbale).

I porfidi e le vulcaniti ci permettono di individuare anche fenomeni di effusioni vulcaniche, in corrispondenza delle terre emerse che fornivano i materiali per la formazione delle assise sedimentarie del flysch del Cilento.

La presenza di ciottoli di rocce sedimentarie e di granuli di zircone e tormalina arrotondati e smerigliati ci indica che queste unità paleogeografiche dovevano avere raggiunto in parte anche un

notevole stadio di maturità morfologica in quanto, avevano già alimentato almeno un ciclo sedimentario anteriormente alla deposizione del flysch del Cilento. I terreni sedimentari, trasgressivi sulle terre cristalline e metamorfiche, probabilmente bordavano le aree emerse in modo del tutto analogo alle attuali formazioni sedimentarie presenti nella Calabria e nella Sardegna.

VIII. Conclusioni

Lo studio dei minerali pesanti e delle loro associazioni nel flysch del Cilento del M. della Stella, ha permesso di accertare la costante presenza di quattro specie mineralogiche; zircone, granato, tormalina e rutilo e di altre di minore importanza. La tormalina ed il rutilo non presentano variazioni di grande rilievo, soltanto la prima specie diminuisce fortemente nei campioni della sommità della successione stratigrafica, mentre zircone e granato, presentano, in livelli ben marcati, brusche variazioni delle percentuali che portano a prevalere una specie a scapito dell'altra.

Attraverso queste variazioni è stato possibile quindi, individuare, nella successione stratigrafica del M. della Stella cinque livelli a minerali pesanti così distribuiti. (Le specie sono elencate in ordine di abbondanza):

formazione di S. Mauro (Eocene, Oligoc.?)	e) zircone, granato, rutilo, tormalina. d) granato, zircone, tormalina, rutilo.
formazione di Pollica (Cretaceo super.-Paleocene)	c) zircone, tormalina, rutilo. b) zircone, granato, tormalina, rutilo.
formazione di Pollica (Cretaceo super.) formazione di S. Venere (Cretaceo inf.)	a) zircone, tormalina, rutilo.

Tra le altre specie vanno ricordate l'epidoto che in concentrazioni molto modeste è presente in quasi tutti i campioni, la brookite e l'anatasio probabilmente autigeni a spese dell'ilmenite.

L'analogia della composizione mineralogica in una successione dello spessore di oltre 2500 m, non deve essere guardata come un

fatto strano, se si pensa che tale potente pila di sedimenti si è accumulata in un intervallo abbastanza breve che va dal Cretaceo inferiore all'Eocene basale e nella quale le modalità della diagenesi sono state pressochè le stesse (1): inoltre sia pur irregolarmente si osserva un aumento del granato dal basso verso la sommità della successione stratigrafica.

Le associazioni mineralogiche pesanti della serie del M. della Stella sono abbastanza simli a quelle rinvenute da Gazzi nella « Pietraforte » dell'Appennino Tosco-Emiliano, la quale è coeva della formazione di Pollica.

La presenza di specie mineralogiche ultrastabili, come quelle rinvenute e la mancanza quasi totale delle altre più labili, si può giustificare in buona parte come l'effetto di notevoli azioni di dissoluzione intrastratale come ammesso da Pettijohn. Le variazioni delle percentuali, a volte così brusche, sembrano invece essere causate da variazioni di provenienza, per cui quest'ultima sembrerebbe prevalere come causa delle zonatura minerale di dettaglio del flysch del Cilento a M. della Stella. Ciò può essere avvalorato dalle due differenti direzioni di scorrimento delle correnti (Pescatore 1967).

Le specie mineralogiche pesanti e la natura dei ciottoli dei livelli conglomeratici, permettono di stabilire l'esistenza, probabilmente in area tirrenica, di terre cristalline e metamorfiche sulle quali si dovevano trovare, probabilmente trasgressivi, terreni sedimentari e dove non mancavano fenomeni di vulcanismo.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, maggio 1968.

BIBLIOGRAFIA

Bouma A. H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits.* Elsevier.

Cestari G., 1967. *Lineamenti strutturali del Cilento (Campania meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., 86, pp. 9-20.

Cocco E. e Pescatore T., 1968. *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, 77, fasc. 2, fig. 25. Napoli.

De Lorenzo G., 1896 b. *Studi di geologia nell'Appennino meridionale.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, 8, n. 7, pp. 1-128.

---

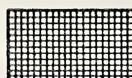
(1) Nella formazione di S. Venere, tuttavia, le azioni di dissoluzione e di autigenesi sembrano essere molto più forti rispetto quelle delle unità stratigrafiche soprastanti.

Gazzi P., 1961. *Ricerche sulla distribuzione dei minerali pesanti nei sedimenti arenacei dell'Appennino Tosco-Romagnolo.* Act. Geol. Alp., 8, pp. 379-422. Bologna.
Grandjacquet C., 1963. *Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie).* Rév. Geogr. Phys. Dyn., 5, n. 3, pp. 185-202.
Hutton C. O., 1950. *Studies of heavy detrital minerals.* Bull. Geol. Soc. of Am., **61**, pp. 635-716.
Krumbein W. C., Pettijohn F. J., 1938. *Manual of sedimentary petrography.*
Ietto A., Pescatore T. e Cocco E., 1965. *Il flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 395-402.
Ippolito F. e Lucini P., 1957. *Il flysch nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75** (1956), n. 3, pp. 139-167.
Manfredini M., 1963. *Schema dell'evoluzione tettonica della Penisola italiana.* Boll. Serv. Geol. d'It., **84**, pp. 101-130.
Milner H. B., 1962. *Sedimentary Petrography.* Allen, Londra.
Pescatore T., 1966. *Strutture sedimentarie del flysch del Cilento occidentale.* Geol. Rom., **5**, pp. 99-116.
Pettijhon F. I., 1957. *Sedimentary Rocks.* Arper, New York.
Richter M., 1967. *Bemerkungen zur Geologie des Cilento (Süditalien).* N. Jb. Geol. Mh., **11**, pp. 684-699.
Saxena S. K., 1966. *Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks.* Sedimentology, **6**, fasc. 1, pp. 1-33. Elsevier.
Scandone P., 1967. *Studi di geologia lucana. La serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, 175 p.
Strakhov N. M., 1958. *Methodes d'étude des roches sédimentaires.* Tomo 1, Ann. Serv. Inf. Geol., n. 35, Paris.
Selli R., 1962. *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale* Mem. Soc. Geol. It., **3** (1960), pp. 737-790.

TAVOLA 1.

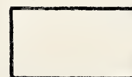
Grafico delle distribuzioni percentuali dei minerali pesanti dei campioni provenienti dal M. della Stella.

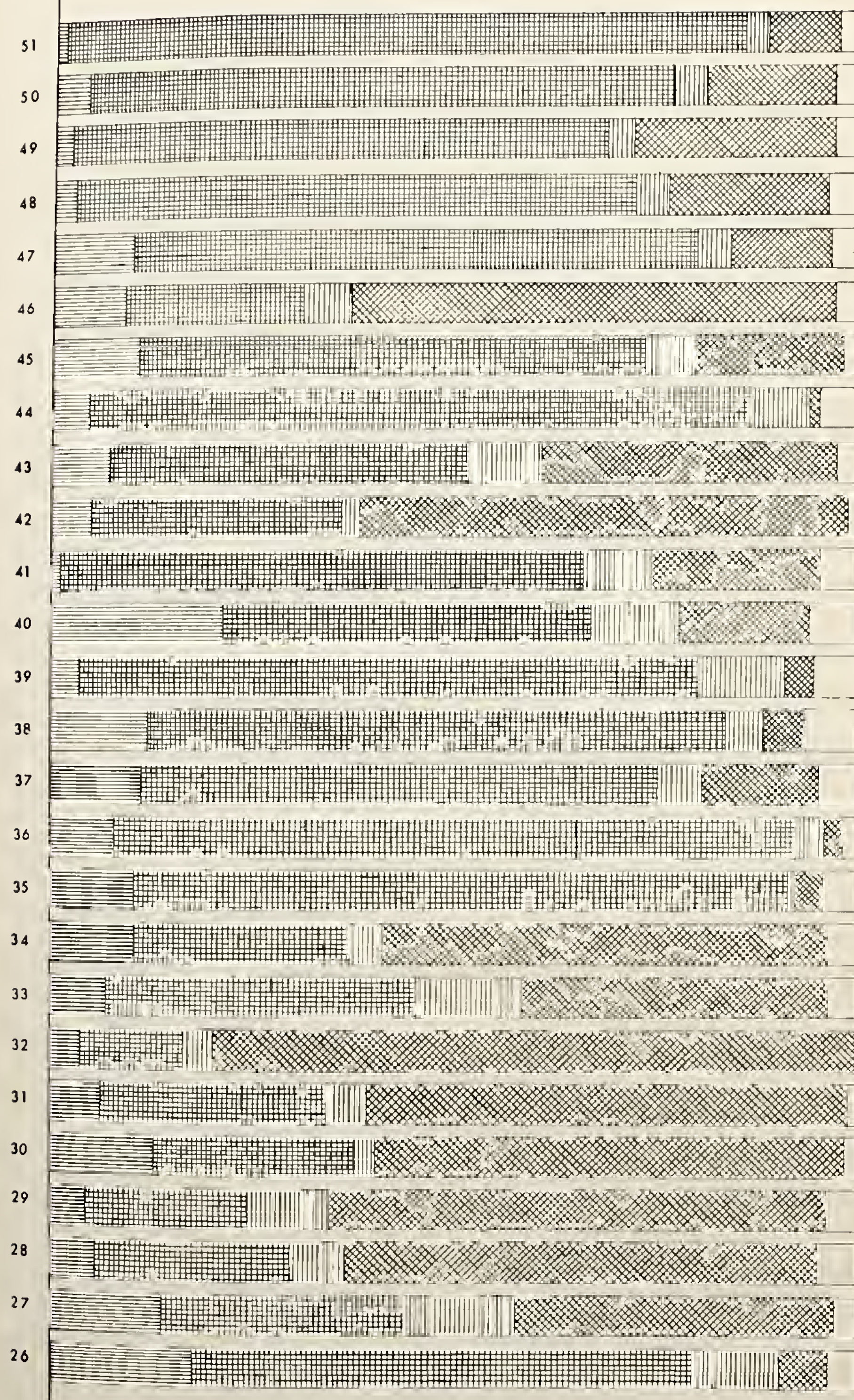

TORMALINA

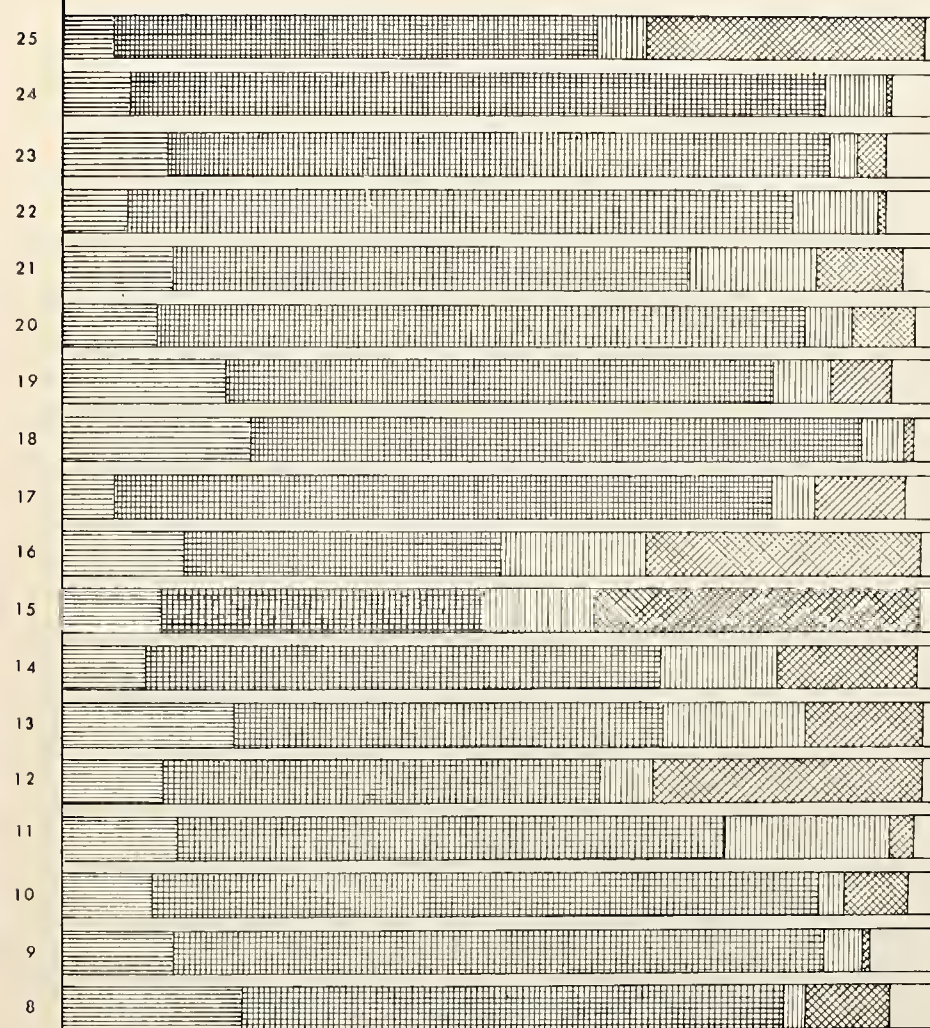

ZIRCONE


RUTILO


GRANATO


ALTRI


FORMAZIONE DI S. MAURO
51
50
49
48
47
46
45
44
43
42
41
40
39
38
37
36
35
34
33
32
31
30
29
28
27
26


FORMAZIONE DI POLLICA
25
24
23
22
21
20
19
18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8

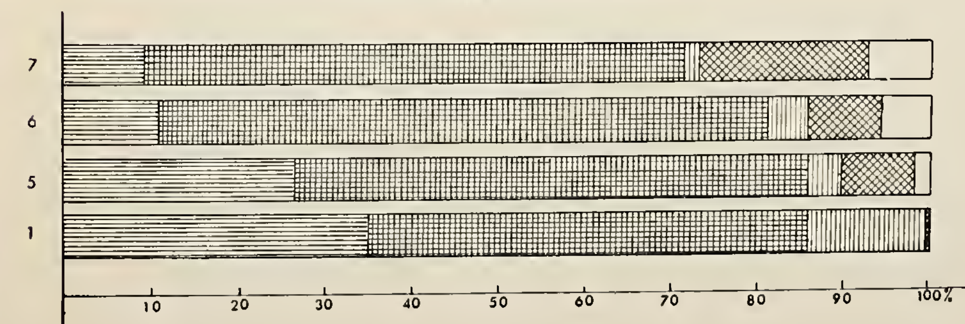
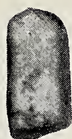

FORMAZIONE DI S. VENERE
7
6
5
1
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100%

TAVOLA II.

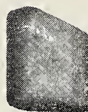
1. Tormalina con spigoli arrotondati
2. Tormalina
3. Tormalina euedrale
4. Tormalina alterata
5. Tormalina euedrale striata longitudinalmente
6. Tormalina alterata
7. Tormalina arrotondata
8. Tormalina arrotondata e smerigliata
9. Tormalina arrotondata e smerigliata



1



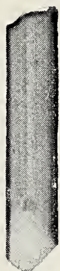
2



3



4



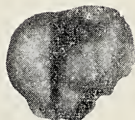
5



6



7



8



9

TAVOLA III.

1. Zircone con incluso a spigoli vivi
2. Zircone leggermente arrotondato
3. Zircone con bipiramidi fortemente sviluppate
4. Zircone arrotondato e smerigliato
5. Zircone con inclusi arrotondato
6. Zircone arrotondato e smerigliato
7. Zircone euedrale con piccola escrescenza
8. Zircone con bordi usurati
9. Zircone euedrale con inclusi



1



2



3



4



5



6



7



8



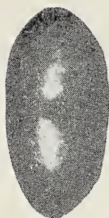
9

TAVOLA IV.

1. Zircone tondeggiante con incluso arrotondato
2. Zircone arrotondato e smerigliato
3. Zircone euedrale con bipiramidi corte
4. Granato
5. Granato
6. Granato
7. Granato
8. Granato
9. Granato



1



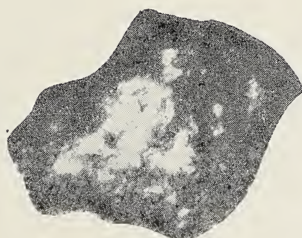
2



3



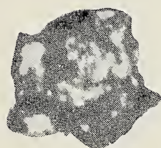
4



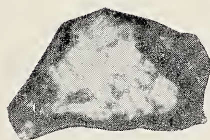
5



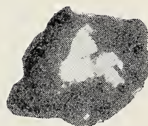
6



7



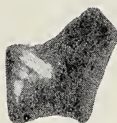
8



9

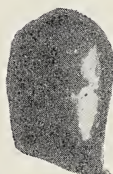
TAVOLA V.

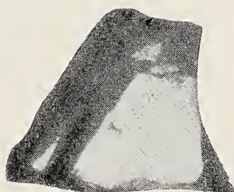
1. Rutilo con striature oblique di geminazione
2. Rutilo molto allungato
3. Rutilo
4. Anatasio
5. Anatasio
6. Epidoto prismatico
7. Epidoto arrotondato


1


2


3


4


5


6


7

Boll. Soc. Natur. in Napoli
Anno 77, 1968, pp. 131-158, 4 figg. 1 tab., 4 tavv.

Su alcuni affioramenti terziari dei dintorni di Monteroduni (Matese) (*)

Nota dei Soci ITALO SGROSSO e MARIO TORRE (**)

(Tornata del 28 giugno 1968)

Riassunto. — Lo studio di alcune successioni terziarie affioranti nei dintorni di Monteroduni ha permesso di riconoscere in esse la presenza dell'Eocene, di un probabile Oligocene e del Miocene. Inoltre dall'analisi delle caratteristiche biostratigrafiche e litologiche di questi terreni si è potuto dedurre che essi si sono deposti in una zona instabile sul bordo di un bacino. Vengono descritte ed illustrate alcune delle più interessanti specie di foraminiferi riscontrati.

Résumé. — Dans les environs de Monteroduni, au bord nord-oriental du massif du Matese, affleurent des terrains d'âge eocène, probablement oligocène et miocène. L'analyse de la lithologie et de la biostratigraphie de ces sédiments nous fait penser qu'ils se sont déposé dans une zone caractérisée par une remarquable instabilité tectonique, au bord d'un bassin.

La note est complétée par la description de quelques-unes entre les plus intéressantes espèces de Foraminifères rencontrés.

Premessa

Studi sul Terziario del Matese sono stati effettuati da diversi Autori, con risultati non sempre concordanti. Specialmente la parte bassa dei terreni ivi affioranti si è rivelata di difficile interpretazione per la grande abbondanza di fossili rimaneggiati e per la difficoltà e l'incertezza che presenta lo studio fatto sulle rocce calciruditiche prevalenti sugli altri litotipi a quest'altezza stratigrafica.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del Comitato per le Scienze geologiche e minerarie del C.N.R.

(**) La parte geologica è stata curata da I. Sgrosso e quella paleontologica da M. Torre; le conclusioni sono state tratte in collaborazione.

Tra gli Autori che si sono interessati di questi problemi il Selli (1957, 1962) nega la presenza del Paleogene e data come Langhiano superiore la porzione più bassa del Terziario (« Formazione della Montagnola ») (1). Signorini (1962) e Signorini e Devoto (1962) riconoscono e descrivono nella zona di Macchiagodena-Frosolone una successione continua dal Cretacico superiore al Miocene. Pescatore (1964, 1965) ammette la possibilità che nel Matese settentrionale, al disotto di terreni sicuramente miocenici, siano presenti livelli di età paleogenica. Accordi, Devoto e altri (1967), infine, riconoscono nei pressi di Longano una successione comprendente anche l'Eocene e l'Oligocene-Aquitaniano.

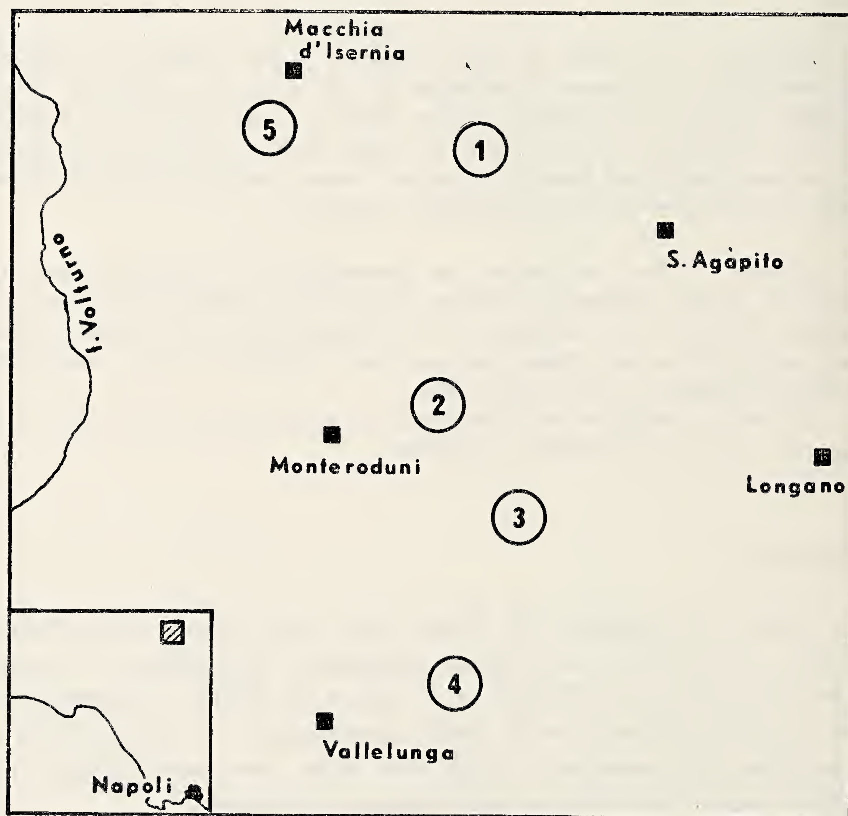


Fig. 1. — Ubicazione delle serie campionate. La scala dello schizzo è circa 1:100.000.

(1) Tale datazione è dovuta al ritrovamento di una forma evoluta di *Miogypsina irregularis* nella parte alta di questa formazione.

In questo lavoro abbiamo ricostruito e descritto alcune successioni terziarie affioranti nella zona di Monteroduni (fig. 1); la datazione di questi terreni è stata quasi sempre possibile soprattutto per la presenza di livelli argillo-marnosi contenenti abbondanti microfaune. Anche se lo studio è stato effettuato su di un'area non eccessivamente vasta (2), riteniamo utile render noti i risultati conseguiti per mettere in luce la grande variabilità di situazioni riscontrate e per illustrare le interessanti microfaune rinvenute.

Descrizione litologica e inquadramento stratigrafico delle sezioni campionate.

I terreni più antichi affioranti nell'area in cui abbiamo compiuto le nostre osservazioni, come del resto in gran parte del Matese nord-occidentale, costituiscono la formazione dei « calcari pseudosaccaroidi bianchi » o « Formazione di M. Calvello » in Pescatore (1964, 1965).

I tipi litologici prevalenti in questa formazione sono calciruditi e calcareniti. Le calciruditi sono costituite da elementi calcarei a spigoli arrotondati o appena smussati, con poca matrice e cemento spatico. I clasti sono di età giurassica e cretacica, e abbondano i frammenti di Rudiste.

Le calcareniti sono generalmente biancastre, a cemento spatico, in strati sottili e regolari di 5-30 cm di spessore. A volte mostrano una gradazione bene evidente.

La matrice calcareo-marnosa verdastra è generalmente scarsa nei termini litologici suddetti; in qualche caso però, diventa abbondante o addirittura prevalente. Questo materiale verdastro si può ritrovare anche in tasche e piccoli filoni sedimentari soprattutto nelle calciruditi presenti nella parte alta della successione.

I termini descritti ammettono frequenti e talora brusche variazioni litologiche verticali e laterali. Lo spessore affiorante dei « calcari pseudosaccaroidi bianchi » nella zona da noi presa in esame supera probabilmente i 200 metri; la parte più alta è costituita da tipiche calcareniti a grana fine ed uniforme, intensamente ricristallizzate, in strati di

---

(2) La zona presa in esame comprende all'incirca la metà orientale della tav. 161 - IV - SE, Monteroduni. Questa porzione di tavoletta è stata rilevata da Scrosso nel 1964 per conto del Servizio Geologico d'Italia sotto la direzione scientifica del Prof. Francesco Scarsella.

circa un metro di potenza. Questi strati appaiono spesse volte suddivisi in sottili lastre di pochi mm di spessore separate da veli argillosi verdastri (fig. 2).

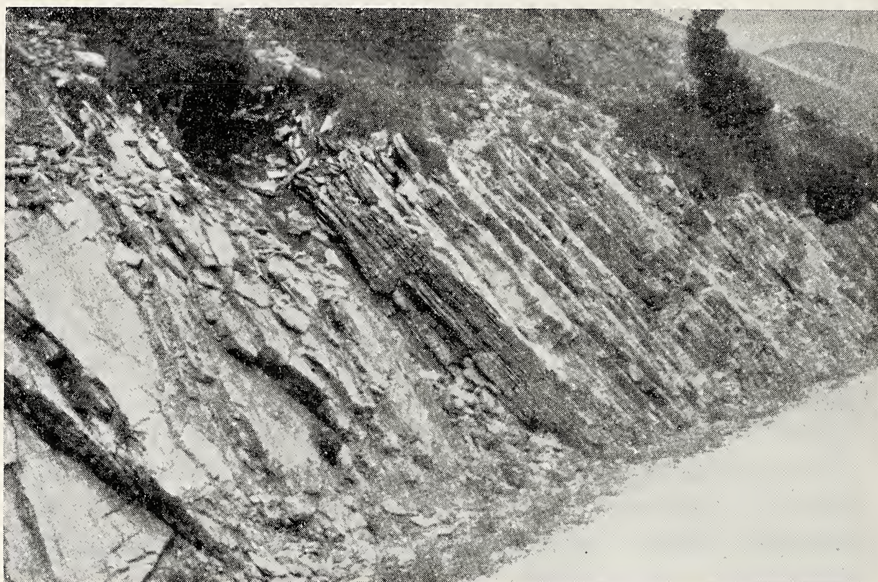


Fig. 2. — Caratteristico aspetto della parte alta dei « calcari pseudosaccaroidi bianchi ». Strada Monteroduni-Gallo, 400 m circa prima di Masseria Porcini.

Descriviamo qui di seguito le successioni litologiche delle serie campionate.

Località 1 — Costa Calla

Questa località è situata circa cinquecento metri a S del Km 38 della S.S. 85-Venafrana. Una campionatura in serie è stata effettuata sul versante sud-occidentale del rilievo a nome Costa Calla, dove gli strati immergono a N con inclinazione di circa 20°. La campionatura inizia dalla mulattiera che corre lungo la base del rilievo e si interrompe in alto a q. 450, dove per la presenza di una faglia non si può ulteriormente seguire la successione.

Al disopra dei « calcari pseudosaccaroidi bianchi » si susseguono:

a) calcareniti avana e marroncine in strati regolari di circa 40-60 cm di spessore con nummuliti, discocicline e rare alveoline. I fossili sono irregolarmente sparsi nella massa calcarenitica, con l'asse

maggiore parallelo alla stratificazione; la granulometria della roccia si mantiene uniforme in ogni singolo strato. Nella parte alta di questo intervallo di serie tali calcareniti diventano a grana via via più sottile, sino a diventare vere e proprie calcilutiti e insieme alle nummuliti, che diventano più piccole e meno frequenti, si rinvengono sempre più numerose le forme planctoniche. 25 m circa.

Nella microfauna sono frequenti nummuliti, ortofragmine (tra cui *Discocyclina sella* (D'Archiac), rotalidi, gypsinidi, rare alveoline, globigerine, *Globigerapsis* sp., *Turborotalia* cfr. *bullbrooki* Bolli.

Età: Eocene medio.

b) alternanza di calcilutiti grigio chiaro e marne calcaree verdi e biancastre, con intercalazioni di brecciole calcaree a luoghi silicizzate. 10 m circa.

Abbondano le forme dell'Eocene (e Oligocene?) chiaramente rimaneggiate, a cui si accompagnano (nei livelli marnosi) lepidocicline (Eulepidine e Nefrolepidine) amfistegine, rotalidi, *Catapsydrax dissimilis* (Cush. e Berm.), *Globigerina rohri* Bolli, *globorotalie* del gruppo *Turborotalia opima* (Bolli). I foraminiferi planctonici permettono di inquadrare questo intervallo nella cenozona a *Globigerinita dissimilis* di Crescenti 1966.

Età: Oligocene - Aquitaniano p.p.

c) brecciole poligeniche avana a matrice calcarenitica con amfistegine e frequenti frammenti di litotamni. 2 m circa;

d) calcilutiti marnose grigio chiare in strati sottili (5-15 cm di spessore) contenenti microfauna planctonica. 3 m circa;

e) calcareniti avana scuro a grana uniforme ben stratificate. 2 m circa;

f) calcari marnosi biancastri in strati di 5-30 cm di spessore con abbondante microfauna planctonica. 3 m circa.

Nella parte bassa (intervallo c e parzialmente d la composizione della microfauna è molto simile a quella dell'intervallo b, rispetto al quale si nota solo la scomparsa della Eulepidine; successivamente le microfaune sono costituite quasi esclusivamente da foraminiferi planctonici (Globoquadrine e Orbuline).

Età: Aquitaniano - Elveziano.

Località 2 — Monteroduni

La campionatura è stata effettuata lungo le pendici del rilievo immediatamente a E di Monteroduni. Essa ha inizio sulla carrozzabile che da questo paese porta a Gallo, un paio di tornanti dopo l'abitato,

e termina a q. 870 circa, per la presenza di una faglia. La successione riscontrata al disopra delle calcareniti verdastre a cemento spatico (= parte alta dei « calcari pseudosaccaroidi bianchi ») è la seguente:

a) calciruditi in strati di 60-80 cm di spessore con clasti e matrice intensamente ricristallizzati. 8 m circa.

In sezione sottile si riconoscono *Siderolites* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides media* D'ARCHIAC, *Hellenocyclina beotica* REICHEL; a luoghi piccoli rotalidi, heterohelicidi, piccole globigerine.

Età: ? Maastrichtiano.

b) calciruditi con clasti calcarei mesozoici e più raramente terziari (3) in grossi banchi irregolari; la matrice è generalmente poco abbondante e contiene nummuliti. 15 metri.

La microfauna presenta a volte evidenti segni di rimaneggiamento ed è composta da nummuliti, ortofragmine, alveoline a volte flosculinizzate, *Opertorbitolites* sp., grandi rotalidi, « *Asanoina* » sp., globigerinidi, *Globorotalia aragonensis* NUTTALL.

Età: ? Eocene inferiore - medio.

c) argille marnose e marne argillose biancastre talora riccamente fossilifere (lepidocicline e miogipsine) con intercalati livelli lenticolari di brecciole gradate e di calciruditi a matrice micritica biancastra con piccole lenti silicizzate molto fossilifere (frammenti di lamellibranchi, nummuliti, alveoline etc.). Tipico nella parte bassa di questo intervallo di serie è un livello lentiforme di puddinghe poligeniche a grossi ciottoli arrotondati costituiti in prevalenza da calcari di età mesozoica; la matrice è argilloso-detritica con abbondanti e grosse lepidocicline. 16 metri.

Il benthos è costituito da grandi Eulepidine, Nefrolepidine, *Miogypsina irregularis* (MICHELOTTI), *Miolepidocyclina* sp., rotalidi, etc.; nel plancton abbondano *Catapsydrax* spp., *Globigerina rohri* BOLLI, *G. venezuelana* HEDBERG; molto rari *Globigerinoides* del gruppo *G. trilobus* e *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS). In base a questi e ad altri foraminiferi planctonici presenti è possibile inquadrare questo intervallo nelle cenozone a *Globigerinita dissimilis* e *Globigerinoides trilobus* (p.p.) di CRESCENTI 1966.

Nei campioni più bassi di questo intervallo si rinvengono abbondanti microfaune

(3) I termini litologici che costituiscono i clasti di queste calciruditi e quelli di analoghi livelli nelle altre successioni esaminate presentano, oltre ad una notevole varietà di facies, delle età che variano dall'Infralias al Paleogene.

rimaneggiate, costituite quasi esclusivamente da foraminiferi dell'Eocene inferiore e medio; tra le forme più significative si riconoscono *Globorotalia aequa* Cush. e Renz, *G.* cfr. *rex* Martin, *G. aragonensis* Nuttall.

Età: Aquitaniano - Langhiano inferiore.

d) alternanza di brecciole, calcareniti, marne e calcari marnosi. Sono presenti numerose impronte fisiologiche fra cui piste di limivori. 5 metri;

e) calcareniti più o meno marnose di colore avana che presentano sulla faccia superiore dello strato una caratteristica fratturazione poliedrica (fig. 3). 8 metri circa;

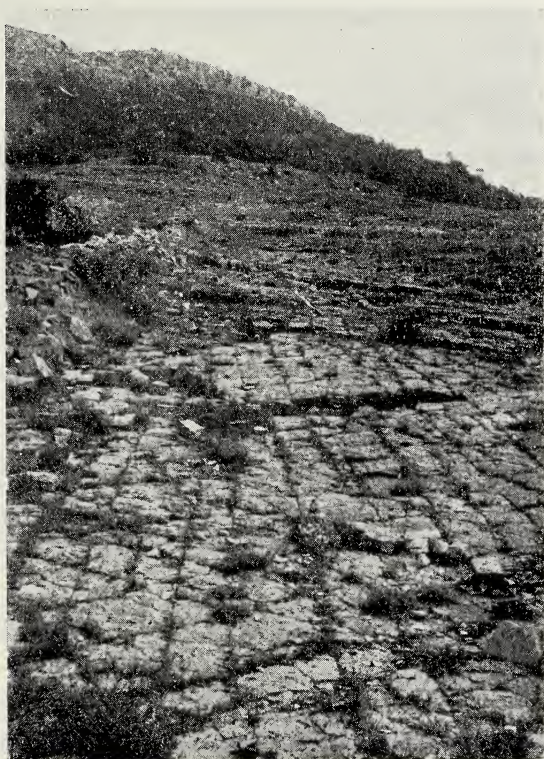


Fig. 3. — Aspetto caratteristico delle calcareniti dell'intervallo e) della serie di Monteroduni.

f) calcareniti di colore marrone piuttosto scuro in strati di 30-70 cm con selce diffusa. Nella parte alta di questo intervallo la selce presente nelle calcareniti aumenta e si ritrova in irregolari addensamenti nel corpo dello strato; affiorano inoltre sporadici livelli di marne ver-

dastre e di brecciole poligeniche particolarmente ricche di briozoi. 14 metri;

g) alternanza di calcareniti, calcari marnosi e subordinatamente marne e brecciole fossilifere. Questo ultimo intervallo di serie non è ben visibile per la presenza di un'abbondante copertura detritica. 10 metri (?).

Le calcareniti e le brecciole di questi intervalli sono molto ricche di briozoi, alghe, amfistegine, rotalidi, globigerinidi etc. Le miogipsine sono rare e in nessun caso si è potuto giungere ad una determinazione specifica.

Nelle calcilutiti abbondano le spicole di spugna e i globigerinidi.

Nelle marne infine si nota una netta prevalenza delle forme planctoniche, tra cui assumono particolare importanza *Globigerinoides* e *Globoquadrina*.

Età: Langhiano.

Località 3 — Vallone Coniacenci

La campionatura è stata effettuata al Vallone Coniacenci, lungo la strada che da Monteroduni porta a Gallo. Essa inizia all'incirca all'altezza della casa cantoniera con fontana e termina poco prima della curva a gomito sul vallone Coniacenci. Non è visibile l'appoggio sui « calcari pseudosaccaroidi bianchi » a causa di disturbi tettonici. Gli strati, alquanto raddrizzati e contorti, pendono mediamente verso W-SW con immersione di circa 50°. La successione riscontrata è la seguente:

a) calcilutiti bianche e verdastre con qualche esile intercalazione di marne verdi che nella parte alta dell'intervallo diventano potenti fino a 30 cm. Nelle calcilutiti si riconoscono talvolta rare nummuliti, discocicline e fauna planctonica. 14 metri.

Tra le globigerine sono presenti *Globigerapsis* sp. e *Turborotalia* cfr. *bullbrooki* Bolli.

Età: Eocene, probabilmente medio-superiore.

b) conglomerati poligenici con elementi a spigoli smussati di età mesozoica e terziaria; questo materiale è ben cementato ed ha, tranne locali arricchimenti, poca matrice calcarenitica grigia e verdastra con nummuliti e discocicline. Verso la metà di questo intervallo di serie affiora, imballato nel materiale anzidetto, un enorme pacco di strati di età mesozoica costituito da calcari oolitici e pseudoolitici del volume complessivo apprezzabile intorno al migliaio e più di metri cubi; questo pacco di strati (di probabile età giurassica) è attraversato

da filoncelli sedimentari di materiale calcareo-marnoso verde e grigio-azzurro lievemente detritico e contenente talora nummuliti. Qualche metro di detrito interrompe quindi l'esposizione dell'affioramento. 20-25 metri (?);

c) calcareniti nocciola straterellate intercalate a calciruditi con ciottoli talora arrotondati e matrice calcarenitica grigio-azzurra; nelle calcareniti e nella matrice delle calciruditi sono presenti abbondanti nummuliti. 25 metri.

I dati micropaleontologici di questi due intervalli sono scarsi e poco attendibili perchè i microfossili mostrano quasi sempre segni di rimaneggiamento.

Età: Eocene medio-superiore (?).

d) calcareniti avana e nocciola con tessitura e granulometria omogenee; i fossili (nummuliti e discocicline) si presentano regolarmente disposti nella massa calcarenitica con l'asse maggiore parallelo alla stratificazione. Circa 2 metri.

Oltre alle numerose nummuliti sono presenti in questo intervallo molte ortofragmine (discocicline del gruppo *D. augustae-trabayensis*, *D. douvillei* (SCHLUMBERGER), *Halkyardia* sp., rotalidi, globigerine, *Globigerapsis* sp., *Turborotalia bullbrooki* BOLLI.

Età: Eocene medio-superiore.

e) calciruditi grossolane con clasti parzialmente arrotondati di dimensioni sino a mezzo metro cubo, di varia natura litologica (calcari di età mesozoica e terziaria). L'appoggio sul termine sottostante di questo materiale (che appare mal suddiviso in due grossi banchi) avviene tramite una superficie piuttosto irregolare. Non è visibile alcuna classazione tra gli elementi delle calciruditi. 11 metri circa.

Non è chiaro se questi banchi calciruditici rappresentino la parte superiore dell'intervallo d o piuttosto quella inferiore di f. In questo secondo caso l'età sarebbe limitata all'Aquitaniano o tutt'al più all'Oligocene superiore.

f) al di sopra dei grossi banchi di calciruditi senza uno stacco evidente affiorano livelli lenticolari di puddinghe a grossi elementi (sino ad alcuni decimetri cubi) a matrice marnosa detritica verde contenente, tra l'altro, abbondanti lepidocicline (fig. 4); seguono livelli marnosi verdi e grigi con qualche strato calciruditico, poi marne verdi più o

meno calcarifere con pettinidi, ostreidi, frammenti di coralli e di echinodermi, e soprattutto abbondanti lepidocicline. 16 metri circa.

Il contenuto microfaunistico è sempre molto abbondante e ben conservato, sia nelle marne che nei calcari. Tra le forme planctoniche abbondano i *Catapsydrax* spp., *Globigerina rohri* Bolli, *G. venezuelana* Hedberg, globorotalie del gruppo *T. opima* (Bolli) (cenozona a *Globigerinita dissimilis* di Crescenti 1966).

Nel benthos sono numerosissimi i macroforaminiferi, tra cui varie specie di Eulepidine, Nefrolepidine, Heterostegine, Operculine, Rotalie, etc.

Età: Aquitaniano.

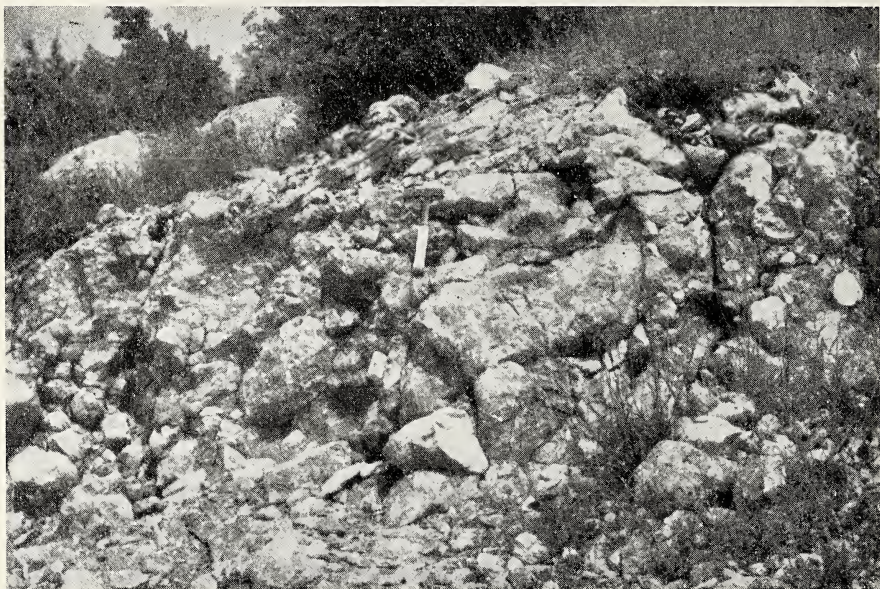


Fig. 4. — Puddinghe grossolane a matrice marnosa verde con abbondanti lepidocicline. Strada Monteroduni-Gallo, circa un chilometro dopo il ponte sul vallone Coniacenci.

Località 4 — Masseria Porcini

La serie è stata campionata lungo la strada Monteroduni-Gallo, in località Masseria Porcini a SW di M. Caruso. Gli strati immergono mediamente verso W-SW con inclinazione di circa 70°. Al di sopra dei « calcari pseudosaccaroidi bianchi » affiorano:

a) calciruditi a cemento spatico con clasti eterogenei a spigoli smussati costituiti da elementi di età mesozoica. 3 metri circa.

I microfossili riconosciuti nelle sezioni sottili sono *Orbitoides media* (D'Archiac), *Siderolites* sp., *Hellenocyclina beotica* Reichel, alghe, etc. Anche se non si sono riscontrate altre forme più recenti, non è possibile escludere un rimaneggiamento extraformazionale delle microfaune. Pertanto attribuiamo solo dubitativamente al Maastrichtiano questi primi livelli soprastanti ai tipici « calcari pseudosaccaroidi bianchi ».

b) calciruditi a cemento spatico molto simili alle sottostanti ma in cui bruscamente appaiono fossili terziari sia nei ciottoli che nella scarsa matrice. Nella parte alta di questo intervallo compaiono alcuni strati molto ricchi di matrice calcarenitica e calcilutitica marnosa verdastra con abbondanti nummuliti e discocicline commiste a fauna planctonica. 10 metri circa.

Le associazioni di microfossili comprendono nummuliti, discocicline, globigerine, *Globigerapsis* sp., *Turborotalia bullbrooki* Bolli, *G. cerro-azulensis* Cole. A queste si accompagnano forme più antiche, quali globorotalie del gruppo *G. rex-aragonensis*. curvillierinidi, alveoline, alghe, etc.

Età: Eocene superiore (e in parte, Oligocene ?).

c) calciruditi con clasti di dimensioni variabili (sino a mezzo metro cubo) a spigoli ben arrotondati costituiti in gran parte da grossi frammenti di colonie coralline legati da una matrice calcarenitica grossolana verdastra. Lateralmente a questo ammasso puddingoide che ha andamento lenticolare si ritrovano spalmature e piccole sacche di marne argillose verdi. 3 metri.

Le microfaune sono abbondanti e in tutto analoghe a quelle riscontrate negli intervalli b della località 1, c della località 2 (in parte), ed f della località 3, e da riferire quindi anch'esse alla cenozona a *Globigerinita dissimilis* di Crescenti 1966.

Età: Aquitaniano.

Località 5 — S.S. Trinità

Questa campionatura è stata effettuata in località S.S. Trinità presso il Km 33 della S.S. n. 85 - Venafrana. Gli strati immergono a SW con inclinazione di circa 20°.

La successione riscontrata al disopra dei «calcari pseudosaccaroidi bianchi » è la seguente:

a) calciruditi ben cementate con ciottoli a spigoli smussati e con scarsa matrice calcarenitica contenente piccole nummuliti ed alveoline. 5 metri circa;

b) calcari marnosi rossi e giallastri tipo scaglia con microfauna planctonica. Sono presenti alcuni livelli conglomeratici con abbondante matrice marnosa rossa i cui clasti sono costituiti da calcari cristallini bianchi e calcilutiti avana. 15 metri.

Oltre alle nummuliti ed alveoline sono presenti in questi due primi intervalli *Globorotalia aragonensis* Nuttall., *T. bullbrooki* Bolli, *Globigerapsis* sp.
Età: Eocene medio-superiore.

c) calciruditi a matrice calcareo-marnosa avana contenente nummuliti e discocicline. 2 metri circa.

Sono riconoscibili tra l'altro discocicline del gruppo *D. augustae-trabayensis*.
Età: Eocene medio-superiore.

Per concludere si può affermare che, nella zona presa in esame al disopra dei « calcari pseudosaccaroidi bianchi » affiorano terreni sicuramente eocenici costituiti dalle calcareniti avana con nummuliti (intervallo a della località 1, int. d loc. 3), dalle calcilutiti biancastre con fauna planctonica (int. a loc. 3) e dai calcari marnosi rossi tipo scaglia (int. b loc. 5).

Nell'ambito di questi terreni procedendo da SE verso NW sembra che si possano riconoscere passaggi laterali dalle calcareniti avana e calcilutiti biancastre ai calcari marnosi rossi. Un tale fatto induce a pensare che spostandosi in quella direzione si passi ad ambienti più pelagici.

Affiorano inoltre terreni di età compresa tra l'Aquitaniano e l'Elveziano costituiti da calciruditi, calcareniti e marne. Tali sedimenti mostrano, soprattutto nella parte bassa, una certa variabilità litologica dovuta essenzialmente a frequenti e discontinui apporti calcarei (4) detritici che formavano intercalazioni calciruditiche lentiformi spesso gradate.

Sono molto diffusi, inoltre, livelli di calciruditi con nummuliti nella matrice e con clasti che mostrano una grande varietà di facies e di età e talora rappresentano terreni che non affiorano in questa parte

---

(4) È interessante notare che mentre nel Matese gli apporti francamente terrigeni e le facies di flysch si riscontrano soltanto a partire dall'Elveziano sup.-Tortoniano, in zone più meridionali (ad es. Cilento, Lucania) il Miocene acquisisce tali caratteristiche già nell'Aquitaniano-Langhiano (Scandone 1967).

del Matese nè in zone vicine. È molto difficile datare con esattezza questo materiale: in qualche caso l'età eocenica è deducibile dalla posizione stratigrafica, ma in generale è da ritenersi genericamente paleogenica o più recente (5).

Infine è da porre in risalto la variabilità dello spessore dei sedimenti terziari. La serie di Costa Calla, ad esempio, che comprende anche i termini più alti da noi rinvenuti nella zona (calcari marnosi ad *Orbulina*), ha uno spessore che è pari a circa metà di quella campionata a Monteroduni o a Vallone Coniacenci, dove, inoltre, non si raggiungono termini stratigraficamente così alti.

Conclusioni

L'insieme delle osservazioni compiute sul terreno e lo studio delle successioni descritte hanno messo in luce alcune caratteristiche del terziario affiorante in questa parte del Matese. Le più evidenti tra queste sono:

1) frequenti e talora brusche variazioni di facies, sia laterali che verticali;

2) abbondanza del materiale detritico grossolano;

3) lacune stratigrafiche di varia ampiezza presenti a diverse altezze nelle successioni esaminate;

4) frequenti rimaneggiamenti inter- ed extraformazionali;

5) notevoli variazioni degli spessori.

Queste caratteristiche, riscontrate soprattutto nella parte media e bassa delle successioni esaminate, ci permettono di dedurre che i terreni terziari in oggetto si sono sedimentati in una zona caratterizzata da notevole instabilità tettonica. Questa instabilità, l'abbondanza e le caratteristiche del materiale conglomeratico, la progressiva diminuzione di affioramenti paleogenici man mano che ci si sposti verso SE ed infine la presenza nell'Eocene di termini litologici che sembrano dimostrare un passaggio ad ambienti più francamente pelagici, ci inducono a pensare, in accordo con Pescatore 1965, che questi terreni si siano deposti sui bordi di un bacino. L'esistenza di questo bacino è documentata tra l'altro dalla presenza nella zona di Macchiagodena-

---

(5) Nella parte alta di questi terreni (Formazione della Montagnola) Selli (1957) e Pescatore (1965) hanno talora riconosciuto la presenza di fossili miocenici.

Frosolone di una successione terziaria continua o pressochè continua sino a quasi tutto il Miocene (Signorini e Devoto 1962) (6).

Questa zona mantiene le sue caratteristiche di bordo almeno sino a tutto l'Aquitaniano; successivamente, in conseguenza della generale trasgressione miocenica (Selli 1957) si ha un progressivo avanzamento del mare verso zone più interne del Matese e solo nell'Elveziano tutto il massiccio è sommerso (Sgrosso 1963).

Non è chiaro se per i terreni eocenici e miocenici si debba parlare di trasgressioni. A nostro avviso più che di trasgressioni si dovrebbe parlare di disconformità dovute alla notevole instabilità tettonica dell'ambiente in cui avveniva la sedimentazione. Infatti la zona in esame si può collocare come si è detto sui bordi di un bacino dove il fondo era molto pendente e accidentato e produceva un accumulo di sedimenti irregolare e spesso lacunoso. Con un ambiente di questo tipo si possono spiegare le forti differenze di spessore, l'abbondanza di faune rimaneggiate e le lacune stratigrafiche presenti a più altezze e ad altezze diverse in zone anche vicine tra loro. Non si può escludere però la possibilità che locali emersioni seguite da successive ingressioni abbiano causato delle limitate trasgressioni la cui presenza non è possibile accertare per le caratteristiche dei sedimenti stessi.

Osservazioni micropaleontologiche

In questa parte viene fornita una breve descrizione dei foraminiferi più interessati o più importanti stratigraficamente. Di tali forme sono indicati il nome specifico originale, le sinonimie e le annotazioni bibliografiche delle opere in cui sono rappresentate. Alcune delle forme descritte sono anche illustrate con fotografie o con disegni alla camera lucida.

La classificazione generica adottata è quella di Loeblich e Tappan in Moore (1964); le uniche eccezioni riguardano il gen. *Operculina*, che ho ritenuto più pratico tenere distinto da *Nummulites*, e *Nephrolepidina*, da me considerato come sottogenere di *Lepidocyclina*. Inoltre per quanto concerne il rotalide indicato come « *Asanoina* » si rimanda al lavoro di Sgrosso e Torre (1967).

---

(6) Facies di transizione verso terreni pelagici sono riconosciute nel Matese già dal Lias (Pescatore 1965).

Ord. FORAMINIFERIDA
Fam. ROTALIIDAE
Gen. *Rotalia*

Rotalia viennoti Greig
Tav. II, figg. 10, 11, 12.

1935 *Rotalia viennoti* - Greig, Journ. of Pal., 9, n. 6, pp. 523-526, tav. 58, figg. 1-14.
1957 *Rotalia viennoti* Greig - Sacal e Debourle, Soc. Géol. France, Mem., n.s. 36, f. 1, n. 78, p. 40, tav. XVI, figg. 1 e 3.

Numerosi e tipici esemplari di questo rotalide sono presenti nelle porzioni di serie corrispondenti all'Oligocene superiore - Aquitaniano. Essi presentano guscio subcircolare allungato, inegualmente biconvesso, con contorno un po' irregolare e bordo periferico acuto. Tale guscio è composto da 3-3 e ½ giri di spira a disposizione leggermente trocoide. Sia il lato ventrale che quello dorsale sono quasi interamente ricoperti da pilastri pustuliformi di 50-200 micron di diametro, i più grandi verso il centro del guscio. Solo le 4-5 camere finali, delle 14-15 che formano l'ultimo giro di spira sono prive di pilastri. Le camere sono molto più lunghe che larghe e sono separate da suture depresse e leggermente sigmoidi.

Gli individui in nostro possesso sono generalmente ben sviluppati raggiungendo (e a volte sorpassando) i 2 mm di diametro e 0,6-0,7 di spessore.

Fam. NUMMULITIDAE
Gen. *Operculina*

Operculina complanata (Defrance)
Tav. II, fig. 1.

1958 *Operculina complanata* Defrance - Azzaroli, pag. 71, tav. III, figg. 2, 7, 8, 11, 11a (con sinonimie).

Nelle microfaune dei campioni corrispondenti all'Oligocene superiore-Aquitaniano sono presenti molti esemplari del gen. *Operculina* (7). Essi sono stati riferiti alla specie *O. complanata* perchè caratterizzati da guscio ellittico relativamente grande (2,5-9 mm), appiattito e sottile, con superficie liscia e a volte un rigonfiamento eccentrico in corrispon-

(7) Secondo Cole W. S. in Moore (1964, pag. 645), il gen. *Operculina* sarebbe sinonimo di *Nummulites*.

denza delle logge embrionali. Tale rigonfiamento non è mai molto accentuato e può essere maggiore da un lato del guscio che dall'altro. Solo in rari casi è possibile intravedere sulla superficie del guscio numerosi setti lunghi e ricurvi.

Operculina complanata DEFRANCE var. *zitteli* SILVESTRI

1907 *Operculina complanata* var. *zittelli* - SILVESTRI, Boll. Soc. Geol. It., **26**, p. 38, tav. 2, figg. 1, 3.
1958 *Operculina complanata* DEFR. var. *zitteli* SILVESTRI - AZZAROLI, p. 72, tav. I, fig. 11.

Guscio a contorno subcircolare o ellittico, appiattito. La superficie è liscia e solo raramente si distinguono i setti tra le camere. Il numero di camere per giro di spira è inferiore a quello che si riscontra nella specie *O. complanata*, e i setti sono più distanziati tra loro. La var. *zitteli* differisce ancora dalla specie per il guscio un po' più spesso e per il suo diametro, sensibilmente inferiore e variante tra 2 e 3,5 mm.

Heterostegina complanata MENEGHINI var. *minuta* AZZAROLI

Tav. II, fig. 2 e Tav. III, fig. 4.

1958 *Heterostegina complanata* MENEGHINI var. *minuta* - AZZAROLI, p. 73, tav. I, figg. 13, 13a, 14.

Esternamente il guscio di questi foraminiferi è liscio, in tutto simile a quello del gen. *Operculina*, e solo osservandolo per trasparenza (previa immersione in acqua o xilolo) è possibile distinguerne i caratteri interni. Su ambo i lati del guscio è talora presente un leggero rigonfiamento eccentrico in corrispondenza delle logge embrionali. Anche il diametro (2,5-9 mm) e lo spessore del guscio sono simili a quelli del gen. *Operculina*.

In sezione trasversa mediana si nota il passo di spira crescente rapidamente e la presenza di numerose camere molto arcuate che sin dai primi giri di spira sono suddivise in camerette da settini trasversali.

I caratteri esterni ed interni di questa *Heterostegina* sono in tutto simili a quelli della specie *H. complanata* MENEGHINI ma per le sue piccole dimensioni viene da me attribuita alla var. *minuta* AZZAROLI, istituita su esemplari rinvenuti in Somalia.

Fam. MIOGYPSINIDAE
Gen. *Miogypsina*

Miogypsina irregularis (MICHELOTTI)
Tav. II, fig. 5, 6 e Tav. III, fig. 2.

1954 *Miogypsina (Miogypsina) irregularis* (MICHELOTTI) - DROOGER, p. 238, pl 2, figg. 1-5 (con sinonimie).

Sono presenti numerosi esemplari dal guscio piano-convesso o biconvesso, robusto, il cui diametro può a volte superare i 2 mm. Il massimo spessore del guscio è sempre spostato verso l'apice e può giungere fino a valori di 1-1,1 mm.

Esternamente la forma del guscio può essere circolare o allungata in senso apico-frontale; quando l'apice è ben individuato si ha la caratteristica forma a ventaglio. La superficie del guscio è irregolare e ricoperta da papille o pustule le cui dimensioni variano da 20 a 120 micron.

In sezione trasversa mediana si osservano le camere equatoriali, di forma ogivale e rombica; esse giacciono su di un piano che può essere più o meno ondulato e che solo in parte corrisponde al piano dell'apparato nepionico. Tale apparato è situato in posizione apicale e spesse volte in seguito ad una leggera usura del guscio sia la deuteroconca che alcune camere delle spirali nepioniche risultano riempite di materiale di origine secondaria che ne ostacola notevolmente l'osservazione.

Dei numerosi esemplari di *Miogypsina* sezionati solo alcuni permettono di stabilire con certezza la presenza della II″ (8), o seconda principale camera ausiliaria, e della spirale di camere che da essa ha origine.

Qui di seguito sono riportati i valori dei vari elementi costitutivi dell'apparato nepionico riferendosi ai soli casi in cui è stata possibile l'osservazione sicura di tutti gli elementi necessari. È importante comunque ricordare che anche nei casi meno chiari il valore di X (= numero di camere della spirale principale) sembra non essere mai superiore ad 8.

N	X	Mx	X″	200 α/β	Mv $\pm \sigma_M$
9	6-8	7,16	0-2	15-32	20,1 $\pm$ 1,1

(8) Per tutti i simboli riguardanti l'apparato nepionico delle miogipsine si vedano i lavori di DROOGER (1952, 1954, 1964).

Il basso valore calcolato di Mv ed il fatto che molti individui mancano sicuramente di seconda principale camera ausiliaria e di relativa spirale ci permettono di considerare gli esemplari in nostro possesso appartenenti ad una popolazione di *M. irregularis* poco evoluta.

Le forme studiate sono state rinvenute in una microfauna contenente circa il 50% di organismi planctonici (tra cui *Globoquadrina dehiscens* e rarissimi rappresentanti del gruppo del *Globigerinoides trilobus*) situata con ogni probabilità al tetto della cenozona a *Globigerinita dissimilis* o alla base della cenozona a *Globigerinoides trilobus* (Crescenti 1966).

Il gen. *Miogypsina* compare ancora a livelli stratigraficamente più alti, appartenenti sicuramente al Langhiano, ma i rari esemplari osservati in sezioni sottili di roccia non permettono alcuna determinazione specifica.

Miogypsina (Miolepidocyclina) sp.

Tav. III, fig. 1.

Associate alla *M. irregularis* (Mich.) sono state rinvenute delle altre forme che per la posizione pressochè centrale dell'apparato nepionico rientrano nel s. gen. *Miolepidocyclina.*

I pochi esemplari riscontrati presentano un guscio lenticolare, inegualmente biconvesso, più o meno assottigliato ai bordi; la superficie è ricoperta di papille e pustule in tutto analoghe a quelle riscontrate su *M. irregularis.* Le dimensioni esterne possono raggiungere 2,5-3 mm di diametro e 1,2-1,4 di spessore.

In sezione trasversa mediana le camere equatoriali presentano forma rombica, ma spostandosi dal centro verso la periferia esse divengono ogivali o arcuate. Il diametro della protoconca varia da 140 a 190 micron e l'asse maggiore della deuteroconca da 180 a 230 micron. Sono presenti ambedue le principali camere ausiliarie da cui si dipartono delle spirali il cui aspetto è alquanto confuso. In nessuno dei pochi esemplari rinvenuti (e sezionati) abbiamo potuto effettuare misurazioni sicure del valore 200 α/β e di conseguenza non è stato possibile giungere ad una determinazione specifica.

Rari esemplari di *Miolepidocyclina* sono stati riscontrati solo nei residui di lavaggio e sempre associati a *M. irregularis.*

Fam. GLOBIGERINIDAE
Gen. *Globigerina*

Globigerina rohri Bolli
Tav. IV, fig. 1 a, b, c.

1957 *Globigerina rohri* - Bolli, U. S. Nat. Mus. Bull. n. 215, p. 109, pl. 23, fig. 1 a-c.
1959 *Globoquadrina rohri* (Bolli) - Blow, Bull. Am. Pal. 39, n. 178, p. 185, pl. 11, fig. 57 a-c.
1962 *Globoquadrina dehiscens praedehiscens* - Blow e Banner, Found. Mid-Tert. strat. corr., p. 116, pl. XV, figg. Q - S.
1966 *Globoquadrina dehiscens praedehiscens* Blow e Banner - Reiss e Gvirtzmann, Proc. III sess. C. M. N.S., p. 341, pl. 96, figg. 3a - 7c.

Questa globigerina è caratterizzata dal guscio robusto, a contorno subcircolare debolmente lobulato, formato da una bassa trocospira di circa 3 giri di camere che aumentano rapidamente di dimensioni. Si notano circa 4 camere nei primi giri di spira che si riducono a solo 3 nell'ultimo giro; osservate dal lato dorsale queste ultime camere sono allungate nel senso della spira e separate tra loro da suture dritte o leggermente arcuate. In veduta laterale esse sono depresse, di forma ovoide e allungate in senso assiale. Dal lato ventrale delimitano un ombelico grosso modo triangolare, profondo ma non troppo largo; in vicinanza dell'ombelico la superficie delle camere è spinosa. La faccia aperturale è stretta e si raccorda con la superficie periferica dell'ultima camera con un angolo brusco ma non tagliente. L'apertura, in posizione ombelicale, non è quasi mai visibile perchè ricoperta da un dente piatto *(flap-like lip)*.

Blow e Banner (1962) attribuiscono questa forma a *Globoquadrina dehiscens praedehiscens* n. sp. e riferiscono che a Trinidad e a Fàlcon (Venezuela) questo caratteristico planctonico presenta un'estensione stratigrafica che va dalla parte media della zona a *Gl. ouachitensis ciperoensis* alla parte bassa della zona a *Globigerinita stainforthi*. Nella Sicilia di SE, Tanganika e Nuova Zelanda la stessa forma si troverebbe nell'Aquitaniano medio. Sempre Blow e Banner (1965) hanno istituito una zona a *Gl. dehiscens praedehiscens/Gl. dehiscens dehiscens*, all'incirca la prima in ordine di apparizione nel Miocene inferiore, situata tra la sottostante zona a *Gl. (Turborotalia) kugleri* e la soprastante a *Globigerinatella insueta/Globigerinita dissimilis* (s.l.). Tale zonazione sarebbe valida per i Caraibi, il Pacifico, la zona Alpina ed anche per il bacino Mediterraneo.

Reiss e Gvirtzmann (1966) hanno illustrato vari esemplari di *Gl. dehiscens praedehiscens* provenienti dall'Aquitaniano di Israele. Tale forma è sempre abbondante negli intervalli di serie corrispondenti all'Aquitaniano.

Globigerina venezuelana Hedberg
Tav. IV, fig. 2 a, b, c.

1937 *Globigerina venezuelana* Hedberg, Journ. Pal., 11, p. 681, tav. 92, fig. 7.
1945 *Globigerina venezuelana* Hedberg - Cushman e Stainforth, Cush. Lab. For. Res., Spec. Pub. n. 14, p. 66, tav. 12, fig. 13.
1949 *Globigerina venezuelana* Hedberg - Bermudez, Cush. Lab. For. Res., Spec. Pub. n. 25, p. 280, tav. 21, figg. 39-40.
1953 *Globigerina venezuelana* Hedberg - Di Napoli, Riv. It. Pal. Strat., mem. 6, p. 78, tav. 4, fig. 2.
1956 *Globigerina venezuelana* Hedberg - Ruscelli, Riv. It. Pal. Strat., 42, n. 2, p. 77, tav. 3, fig. 1.
1957 *Globigerina venezuelana* Hedberg - Bolli, U. S. Nat. Mus. Bull. n. 215, p. 110, tav. 23, figg. 6-8.
1959 *Globoquadrina venezuelana* (Hedberg) - Blow, Bull. Am. Pal., 39, n. 178, p. 186, pl. 11, figg. 58a - 59.
1962 *Globigerina venezuelana* Hedberg - Piccoli e Proto Decima, Soc. Geol. It., mem. 3, p. 35, fig. 3, 12 - 13.
1966 *Globigerina venezuelana* Hedberg - Crescenti, Geol. Romana, 5, p. 35, tav. I, fig. 10.
1966 *Globoquadrina conglomerata* (Schwager) - Wezel, Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, p. 82, tav. 1, fig. 13.
1966 *Globigerina venezuelana* Hedberg - Reiss e Gvirtzmann, Proc. III sess. C.M.N.S., p. 327, pl. 89, figg. 1a - 5c.
1967 *Globoquadrina venezuelana* (Hedberg) - Poag e Akers, Contr. Cush. Found. For. Res., 18, n. 4, p. 172, pl. 17, figg. 12 - 14.

Gli esemplari posseduti sono identici a quelli illustrati da vari Autori, e presentano dal lato ventrale l'ombelico piuttosto stretto, a forma di fessura. L'ultimo giro di spira comprende in genere quattro camere che aumentano gradatamente di dimensioni: solo l'ultima camera è spesse volte più piccola della penultima. Dal lato dorsale le suture tra camere contigue sono diritte.

Globigerina cf. *yeguaensis pseudovenezuelana* Blow e Banner
Tav. IV, fig. 3 a, b, c.

Riferisco dubitativamente a questa sottospecie dei foraminiferi planctonici alquanto abbondanti nei residui di lavaggio dei miei campioni.

Il guscio di queste forme presenta un contorno quadrangolare leggermente lobato, ed è formato da circa 3-3 e ½ giri di spira leggermente trocoide, con camere di forma ovoide le cui dimensioni aumentano gradatamente. Nell'ultimo giro di spira sono presenti in genere 4 camere, di forma ovoide ed allungate un po' in senso assiale, che delimitano dal lato ventrale un largo ombelico. Le suture tra le camere sono dritte o leggermente curve; la superficie del guscio in vicinanza dell'ombelico è ispida. L'apertura ombelicale non è visibile sia perchè l'ombelico è quasi sempre riempito da materiale di origine secondaria, sia perchè probabilmente l'apertura è ricoperta da un dente piatto.

I miei esemplari si avvicinano molto agli esemplari illustrati da BANNER e BLOW (1962) alla tav. XI fig. N-O, dai quali si discostano per un ombelico in genere più largo e per il fatto che le camere aumentano di dimensioni molto più gradualmente.

Dal lato ventrale queste forme possono alcune volte somigliare molto a *G. venezuelana* HEDBERG, specie nei casi in cui l'ombelico è più stretto ed allungato a fessura; tuttavia è possibile distinguerle dal lato dorsale, dove le camere nei vari giri di spira si mantengono sempre più o meno subcircolari-ovoidi e non tanto allungate come in *G. venezuelana.*

Gen. *Catapsydrax*

Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN e BERMUDEZ)

1937 *Globigerina dissimilis* - CUSHMAN e BERMUDEZ, Cush. Lab. For. Res., Contr., 13, pt. 1, p. 25, figg. 4 - 6.

1949 *Catapsydrax dissimilis* (CUSH. e BERM.) - BERMUDEZ, Cush. Lab. For. Res. Spec. Pub. n. 25, p. 279, pl. 21, fig. 47.

1954 *Catapsydras dissimilis* (CUSH. e BERM.) - BECKMANN, Ecl. Geol. Helv., 46, n. 2 (1953), p. 391, pl. 25, fig. 10.

1957 *Catapsydrax dissimilis* (CUSH. e BERM.) - BOLLI, LOEBLICH e TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. n. 215, p. 36, pl. 7, figg. 6a - 7b.

1959 *Catapsydrax dissimilis* (CUSH. e BERM.) - BLOW, Bull. Am. Pal., 39, n. 178, p. 203, pl. 12, figg. 88a - 90.

1962 *Globigerina dissimilis dissimilis* (CUSH. e BERM.) - BLOW e BANNER, Found. of Mid-Tert. strat. corr., p. 106, pl. XIV, fig. D.

1966 *Globigerinita dissimilis* (CUSH. e BERM.) - CRESCENTI, Geol. Romana, 5, p. 44, tav. II, figg 15.

1966 - *Globigerinita («Catapsydrax») dissimilis* (CUSH. e BERM.) - REISS e GVIRTZMANN, Proc. III session C.M.N.S., p. 343, pl. 97, figg. 4 - 5c.

Numerosi individui di questa caratteristica specie sono stati riscontrati nei campioni dei tratti di serie corrispondenti all'Aquitaniano. Sono quasi sempre ben visibili le aperture infralaminari che non sono circondate da labbri ben distinguibili, come in *C. stainforthi*. Inoltre la taglia è sempre più grande che nelle altre specie di *Catapsydrax*.

Catapsydrax stainforthi Bolli, Loeblich e Tappan

1957 *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich e Tappan - Bolli, U. S. Nat. Mus. Bull. n. 215, pag. 37, tav. 7, figg. 11a-c.

1957 *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich e Tappan - Bolli, U. S. Nat. Mus. Bull. n. 215, pag. 116.

Il guscio di questi foraminiferi planctonici presenta quattro camere nell'ultimo giro di spira, gradatamente crescenti di dimensioni. L'area ombelicale è ricoperta da una bulla che si prolunga in maggiore o minore misura lungo le suture tra le camere. Le aperture infralaminari si trovano solo alle estremità di questi prolungamenti, e possono essere bordate da piccoli labbri.

Rari esemplari di questa specie sono stati rinvenuti nelle porzioni di serie corrispondenti all'Aquitaniano.

Gruppo *Turborotalia opima* Bolli

Con questa denominazione vengono indicate delle piccole forme di planctonici a spira leggermente trocospirale e camere più o meno rigonfie, contorno a volte lobato, con 4-5 camere nell'ultimo giro di spira, ombelico generalmente piccolo e apertura interiomarginale extra-ombelicale-ombelicale spesse volte fornita di un labbro.

Variazioni dei suddetti caratteri di valore specifico e più spesso subspecifico permettono a volte l'attribuzione dei planctonici in oggetto a *Gl. opima opima* Bolli, *Gl. opima nana* Bolli, *Gl. opima continuosa* Blow, *Gl. accostaensis* Blow e simili forme. Tuttavia non sempre sono chiari i caratteri distintivi tra le varie specie e sottospecie; inoltre l'esistenza di forme di transizione dall'una all'altra (vedi anche Blow 1959, p. 219) contribuisce a rendere in molti casi insicuro o azzardato ogni tentativo di attribuzione tassonomica.

Pertanto concordo con Crescenti (1966) nel ritenere necessario uno studio di revisione per l'insieme di queste piccole forme, studio

che non era possibile affrontare in questa sede per la scarsità del materiale a disposizione e perchè esula dalle finalità del presente lavoro.

Forme del gruppo *Gl. opima* Bolli sono presenti in tutte le porzioni di serie corrispondenti all'Oligocene superiore-Miocene, ma alquanto rare.

Fam. LEPIDOCYCLINIDAE
Gen. *Lepidocyclina*

Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata Michelotti
Tav. I, fig. 1a - b.

1904 *Lepidocyclina dilatata* Michelotti - Lemoine e Douvillè, p. 12, tav. I, fig. 2; tav. II, figg. 8, 21; tav. III, figg. 10, 15.

1941 *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* Michelotti - Marchesini, pag. 56, tav. I, fig. 10; tav. II, figg. 6, 9 (con sinonimie).

1963 *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* Michelotti - Luperto, pag. 603, tav. II, figg. 3, 4.

Questa *Eulepidina* è presente nelle microfaune Aquitaniane con numerosi esemplari dei quali solo alcuni presentano guscio integro. Essi sono caratterizzati da guscio di forma sottile, poco o niente rigonfio al centro; la superficie è irregolare, ricoperta di piccoli pilastri a volte triangolari circondati da camere laterali della stessa grandezza o anche più grandi. Le dimensioni sono medio-grandi.

Lepidocyclina (Eulepidina) formosoides H. Douvillè
Tav. I, fig. 2a - b.

1925 *Lepidocyclina (Eulepidina) formosoides* - H. Douvillè, p. 71, tav. III, figg. 2 - 4.

1941 *Lepidocyclina (Eulepidina) formosoides* H. Douvillè - Marchesini, p. 55, tav. II, figg. 1,5 (con sinonimie).

1958 *Lepidocyclina (Eulepidina) formosoides* H. Douvillè - Azzaroli, p. 77, tav. VII, figg. 1, 1a; tav. VIII, fig. 1.

1963 *Lepilocyclina (Eulepidina) formosoides* H. Douvillè - Luperto, pag. 602, tav. I, figg. 1, 2, 4, 5, 7, 10; tav. III, figg. 3, 4.

Fra i rappresentanti del gen. *Eulepidina* ho rinvenuto molti esemplari della specie *L.* (*E.*) *formosoides* H. Douvillè. Essa è facilmente riconoscibile per le sue dimensioni e per l'assenza di veri pilastri; i

setti tra le camere laterali risultano alquanto ispessiti, in particolare nella parte centrale del guscio, dove il loro spessore è quasi uguale al diametro delle camere. È presente un rigonfiamento centrale più o meno accentuato, non sempre ben distinguibile, ed un collaretto a volte ondulato. Anche il piano equatoriale si presenta a volte ondulato.

Lepidocyclina (Eulepidina) raulini LEMOINE e DOUVILLÈ
Tav. I, fig. 3a - b.

1904 *Lepidocyclina raulini* - LEMOINE e DOUVILLÈ, pag. 11, tav. I, figg. 3,6,9,13,16; tav. II, figg. 4, 14.
1941 *Lepidocyclina (Eulepidina) raulini* LEMOINE e DOUVILLÈ - MARCHESINI, pag. 53, tav. I, figg. 3, 7, 8, 9 (con sinonimie).

Guscio discoide lenticolare di dimensioni medio-piccole, di spessore regolarmente decrescente dal centro (a volte leggermente rigonfio) verso la periferia, con bordo ottuso. Le camere laterali sono arrotondate e separate da setti spessi che nei punti di confluenza possono simulare dei pilastri: le sezioni assiali e tangenziali mostrano però l'assenza di veri pilastri.

Numerosi individui di questa specie sono stati riscontrati nei campioni corrispondenti all'Aquitaniano.

Ci sembra opportuno segnalare che molti esemplari del s. gen. *Eulepidina* presentano dimensioni del guscio e caratteri della sua superficie (camere laterali, spessore dei setti che le separano, etc.) tali da risultare intermedi tra quelli di *L. (E.) formosoides* e *L. (E.) raulini*. L'attribuzione all'una o all'altra di queste due specie ci è stata spesso impossibile, in particolare quando non si può distinguere nettamente il collaretto periferico dalla parte centrale del guscio.

Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri L. e D.
Tav. I, fig. 4a - b, Tav. III, fig 3.

1904 *Lepidocyclina tournoueri* - LEMOINE e DOUVILLÈ, pag. 19, tav. I, fig. 5; tav. II, figg. 2, 14; tav. III, fig. 1.
1941 *Lepidocyclina (nephrolepidina) tournoueri* LEMOINE e DOUVILLÈ - MARCHESINI, pag. 66, tav. III, fig. 4 (con sinonimie).
1965 *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* LEMOINE e DOUVILLÈ - PIERONI, pag. 165, tav. II, figg. 1-4, 6-8.

Nelle porzioni di serie corrispondenti all'Aquitaniano è molto abbondante questa specie caratterizzata dal guscio di dimensioni generalmente piccole, con rigonfiamento centrale e ben distinto collaretto periferico. La superficie è cosparsa di pilastri che possono mancare sul collaretto ed aumentano generalmente di dimensioni verso il centro. Le camere laterali che circondano i pilastri sono poligonali e le loro dimensioni possono variare di molto nell'ambito della specie. L'apparato embrionale è di tipo *nephrolepidina* e le camere del piano equatoriale sono piccole, di forma ogivale.

Nella popolazione di *L. (N.) tournoueri* del campione MT 12, prelevato nell'ultimo intervallo di serie (Aquitaniano) della località Vallone Coniacenci, è stato possibile effettuare la misurazione del « grado di abbracciamento » della deuteroconca rispetto alla protoconca, o « *grade of enclosure* » come definito da VAN DER WLERK (1959 a, b; 1963). Sui 42 esemplari osservati questo « *grade of enclosure* » è risultato eguale a 47,3 % con valori estremi 46,1 % e 48,6 %. Il massimo di frequenza si registra intorno al valore 47,5 %.

L. (N.) tournoueri L. e D. si riscontra ancora a livelli stratigraficamente più alti dell'Aquitaniano, ma il numero degli esemplari presenti nei campioni è sempre molto scarso.

Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri var. *umbonata* MARCHESINI
Tav. II, fig. 3 - 4.

1941 *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* LEM. et DOU. var. *umbonata* - MARCHESINI, Giorn. Geol., 15, p. 67, tav. IV, figg. 4-6, 8-9.

1962 *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* LEM. e DOUV. var. *umbonata* MARCHESINI - LUPERTO, p. 605, tav. I, fig. 6; tav. V, figg. 1, 2.

Questa varietà di *Nephrolepidina* presenta quasi sempre dimensioni inferiori alla specie *L (N.) tournoueri.* Gli esemplari in mio possesso mostrano un guscio un po' rigonfio, con al centro una grossa pustola che può essere circondata da altre più piccole. È presente un piccolo collaretto.

Fam. ANOMALINIDAE
Gen. *Almaena*

Almaena escornebovensis (SIGAL)
Tav. IV, fig. 5a, b, c.

1949 *Planulinella escornebovensis* - SIGAL, Rev. Inst. Fr. Pétroles, **4**, n. 5, pag. 158, tav. 2, fig 1; tav. 3, fig. 2.

Alcuni esemplari di questo genere con guscio pressochè planispirale, con apertura principale alla base della faccia aperturale e aperture secondarie allungate, parallele alla periferia del guscio. La superficie è grossolanamente perforata, tranne che sulle suture tra le camere e sugli ispessimenti che bordano le aperture secondarie e quella principale.

Gli esemplari posseduti presentano dei caratteri specifici quasi identici alla specie *A. escornebovensis* (SIGAL) alla quale vengono attribuiti.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, 1968.

BIBLIOGRAFIA

ACCORDI B., DEVOTO G., LA MONICA G. B., PRATURLON A., SIRNA G. e ZALAFFI M., 1967 - *Il Neogene nell'Appennino laziale-abruzzese.* IV Congr. Intern. Com. Neog. Medit. (Bologna 19-30 sett. 1967), 30 pp., 1 tab., Roma.

AZZAROLI A., 1958 - *L'Oligocene e il Miocene della Somalia - Stratigrafia, Tettonica, Paleontologia, (Macroforaminiferi, Coralli, Molluschi).* Paleont. Italica, **52** (n. s. **22**), pp. 1-142, 34 fig., tavv. I-XXXVI.

BANDY O. L., 1949 - *Eocene and Oligocene Foraminifera from little Stave Creek, Clarke Country, Alabama.* Bull. of Am. Pal., **32**, n. 131, pp. 31-210, 2 figg., 1 tav., tavv. 5-31.

BATJES D. A. J., 1958 - *Foraminifera of the Oligocene of Belgium.* Inst. R. des Sc. nat. de Belgique, mem. 143, pp. 1-188, tavv. 13.

BLOW W. H., 1959 - *Age, Correlation, and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formations, eastern Falcon, Venezuela.* Bull. of. Am. Pal., **39**, n. 178, pp. 61-251, tavv. 6-19, 4 charts, 4 maps.

BOLLI H. M., 1966 - *Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera.* Asoc. Venez. de Geol. Miner. y Petr., Bol. Informativo, **9**, n. 1, pp. 3-32.

CRESCENTI U., 1966 - *Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese.* Geol. Rom., **5**, pp. 1-54, 4 tab., 9 figg., 2 tavv.

CUVILLIER J. e SZAKALL U., 1949 - *Foraminifères d'Aquitaine, I^e Partie.* Soc. N. Petr. d'Aq., Imprimerie Boisseau, Toulouse.

DEVOTO G., 1963 - *La serie stratigrafica di M. S. Croce (Venafro).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, 5 pp., 1 fig., 6 tavv., Bologna.

DOUVILLÈ H., 1925 - *Révision des Lépidocyclines.* Soc. Geol. de France, N. S., **1**, f. 2, (**2**, f. 2), mem. n. 2, pp. 123, tavv. 1-VII.

DROOGER C. W., 1952 - *Study of american Miogypsinidae.* Vonk & Co's drukkerij, Zeist.

DROOGER C. W., 1954 - *Miogypsina in Northern Italy.* Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch. (B), **57**, pp. 227-249, figg. 1-5, pl. 1-2, 1 tab.

DROOGER C. W., 1964 - *Miogypsinidae of Europe and North Africa.* Com. Medit. Neog. Strat., Proc. of the third Session in Berne, pp. 51-54, pl. 9, t. 10.

EAMES F. E., BANNER F. T., BLOW W. H., CLARKE W. J., 1962 - *Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation.* Cambridge University Press.

ELLIS B. F. e MESSINA A. R., 1940 e segg. - *Catalogue of Foraminifera.* Am. Mus. Nat. Hist., Spec. Publ., N. Y.

ELLIS B. F. e MESSINA A. R., 1965 - *Catalogue of index Foraminifera.* Vol. 1-3. Am. Mus. Nat. Hist., Spec. Publ., N. Y.

FREUDENTAL T., 1964 - *Nephrolepidina at some classical european localities.* Com. Medit. Neog. Strat., Proc. of the third Session in Berne, pp. 61-69, pl. 13-16, Brill, Leiden.

GREIG D. A., 1935 - *Rotalia viennoti an important foraminiferal species from Asia Minor and Western Asia.* Jour. Pal., **9**, p. 523-526, pl. 58.

HEDBERG H. D., 1937 - *Foraminifera of the middle Tertiary Carapita Formation of North eastern Venezuela.* Jour. of Pal., **11**, n. 8, pp. 661-697, pl. 90-92.

HOTTINGER L., 1964 - *Heterostegina, Grzybowskia et Spiroclypeus néogènes du Maroc.* Com. Medit. Neog. Strat., Proc. of the third Session in Berne, pp. 61-69, pl. 13-16, Brill, Leiden.

LEMOINE P. e DOUVILLÈ R., 1904 - *Su le genre Lepidocyclina Gümbel.* Mem. Soc. Géol. de France, Paléont. Mém. 22, **12**, f. 2.

LOEBLICH A. R. e TAPPAN T. in MOORE S., 1964 - *Treatise on invertebrate paleontology. Part C, Protista.* 900 pp., 653 figg., Univ. Press. Kansas.

LUPERTO E., 1962 - *L'Oligocene della Terra d'Otranto.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 593-609, tav. I-VI.

MANFREDINI M., 1963 - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, 15 pp., 1 tav., Bologna.

MARCHESINI E., 1941 - *Fauna a Lepidocyclina delle brecce calcaree alla Tempa Petrelli presso Torella dei Lombardi (Avellino).* Giorn. di Geol., s. 2, **15**, pp. 47-71, tavv. 1-4.

MARKS P. e WEBB P. N., 1966 - *Discussion to the « Symposium on micropaleontological lineages and zones ».* Com. Medit. Neog. Strat., Proc. of the third Session in BBerne, pp. 140-145, tables 41-47, Brill, Leiden.

OGNIBEN L., 1957 - *Flysch miocenico autoctono e parautoctono e argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta).* Boll. Soc. Geol. It., **75**, fasc. 3, pp. 169-179, 8 tavv., Milano.

PESCATORE T., 1964 - *Rapporti tra depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**, pp. 213-225, Napoli.

Pescatore T., 1965a - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., ser. 3, **4** (4), pp. 99-164, 12 figg., 9 tavv., Napoli.

Pescatore T., 1965 - *Le facies di transizione nel gruppo di Monte Marzano.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 149-158, 1 fig., 3 tavv., Napoli.

Pieroni P. G., 1965 - *Lepidocyclina and Miogypsina from Opi, Sangro Valley (Central Appennines).* Geol. Rom., pp. 161-172.

Sacal V. e Debourle A., 1957 - *Foraminifères d'Aquitaine, 2e partie.* Soc. Geol. de France, Bull., 2. XXXVI, f. 1, n. 78, pp. 1-88, tavv. XXXV.

Scandone P., 1967 - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Bull. Soc. Natur. in Napoli, **76**, pp. 175, figg. 68, tavv. 17.

Selli R., 1957 - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. Geol., s. 2, **26**, pp. 1-54, tavv. 9.

Selli R., 1962 - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 737-790, fig. 1, tav. 1, Pavia.

Sgrosso I., 1963 - *La trasgressione miocenica nel Matese centrale.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**, pp. 150-153, tavv. 2.

Sgrosso I. e Torre M., 1967 - *La successione stratigrafica maastrichtiano-eocenica di Roccagloriosa (Cilento).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, pp. 199-217, tavv. 9.

Signorini R., 1962 - *Osservazioni geologiche nell'Alto Molise.* Boll. Soc. Geol. It., **80**, pp. 215-224, figg. 3.

Signorini R. e Devoto G., 1962 - *Il Paleogene nell'Alto Molise.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 461-520, figg. 4, tavv. 3, Pavia.

Todd R. e Post R., 1954 - *Smaller Foraminifera from Bikini Drill Holes.* U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, n. 260-N, pp. 547-568, tavv. 198-203.

Van Der Wlerk T. M., 1959a - *Problems and principles of Tertiary and Quaternary stratigraphy.* Quart. Geol. Soc. London, **115**, n. 457, pp. 49-64.

Van Der Wlerk T. M., 1959b - *Modification de l'ontogénèse pendant l'évolution des Lépidocyclines (Foraminifères).* Soc. Geol. de France, Bull., s. 7, **1**, pp. 669-673, text, figg. 1-4.

Van Der Wlerk T. M., 1963 - *Biometric research on Lepidocyclina.* Microp., **9**, n. 4, pp. 425-426, 2 text.

TABELLA I

	Loc. 1			Loc. 2			Loc. 3		Loc. 4		Loc.
Catapsydrax stainforthi Bolli					r			r		r	
Catapsydrax unicavus Bolli, Loeblich e Tappan		r			a			a		a	
Eponides schreibersii (d'Orbigny)								r			
Eponides umbonatus (Reuss)					r			r			
Amphistegina lessonii d'Orbigny		a			a	a		a		a	
Cibicides cfr. *dutemplei* d'Orbigny								r		r	
Cibicides mantaensis (Galloway e Morrey)					r			r			
Cibicides mexicanus Nuttall		r			r	r				r	
Cibicides perlucidus Nuttall					r			a			
Cibicides pseudoungerianus (Cushman)					r			r		r	
Cibicides ungerianus d'Orbigny					r	r					
Stichocibicides sp.								r			
Halkyardia sp.								r			
Planorbulina sp.							a				
Victoriella aquitanica Debourle e Delmas		r			r			r		r	
Discocyclina douvillei (Schlumberger)							r				r
Discocyclina sella (d'Archiac)	a						r		a		r
Discocyclina sp. (gruppo *augustae - trabayensis*)							a				a
Asterocyclina sp.	r			r					a		
L. (Eulepidina) dilatata Michelotti		r						a		r	
L. (Eulepidina) formosoides H. Douvillè		a						a		r	
L. (Eulepidina) raulini L. e D.		r						a			
L. (Nephrolepidina) tournoueri L. e D.		a	r		a	r		a		r	
L. (Nephrolepidina) tournoueri var. *umbonata* Marchesini		r			r			a			
Pleurostomella brevis Schwager						r					
Ellipsoglandulina labiata Schwager					r					r	
Nodosarella striata (White)		r						r		r	

Elenco sistematico dei foraminiferi rinvenuti nelle formazioni terziarie dei dintorni di Monteroduni (a = abbondante; r = raro).	Loc. 1			Loc. 2			Loc. 3		Loc. 4		Loc. 5
	int. a	int. b	int. c	int. b	int. c	int. g	int. d	int. f	int. b	int. c	int. c
Ammobaculites humboldti (Reuss)		r						r			
Spiroplectammina apenninica Emiliani var. *spinosa* Di Voto								r		r	
Spiroplectammina corrugata Costa					r					r	
Vulvulina pennatula (Batsch)		r			r			a		r	
Tritaxia sp.		r			r						
Dorothia sp.					r			r			
Karreriella chilostoma (Reuss)		r			r	r		a		r	
Karreriella siphonella (Reuss)								r			
Karreriella subcylindrica Nuttall					r			a		r	
Textulariella barrettii (Jones e Parker)					r			r			
Opertorbitolites sp.				r							
Fasciolites spp.	r			a					r		a
Nodosaria sp.					r			r			
Chrysalogonium longicostatum Cushman e Jarvis					r			r			
Chrysalogonium tenuicostatum Cushman e Bermudez					r						
Lenticulina sp.			r		r						
Vaginulina sp.			r			r					
Plectofrondicularia tenuissima (Hantken)			r		r						
Lingulina costata d'Orbigny								r			
Sphaeroidina bulloides d'Orbigny								r		r	
Brizalina fastigia Cushman								r			
Brizalina reticulata Hantken								r			
Siphonodosaria adolphina (d'Orbigny)					r						
Siphonodosaria nuttalli (Cush. e Jarvis)		a			r			a		r	
Siphonodosaria nuttalli var. *gracillima* (Cush. e Jarvis)		a			r					r	
Siphonodosaria paucistriata (Galloway e Morrey)										r	
Siphonodosaria recta (Palmer e Bermudez)						r					
Siphonodosaria subspinosa (Cushman)					r			r			
Siphonodosaria sp.								r			
Trifarina sp.					r						
Baggina gibba Cushman e Todd					a			a			
Valvulineria sp.										r	
Rotalia floscula Todd e Post		r			r			a		r	
Rotalia viennoti Greig		r			r			a		a	
« *Asanoina* » sp.	r			a					r		
Elphidium crispum (Linnè)					r	r					
Elphidium macellum (Fichtel e Moll)					r	r		r		r	
Elphidium sp.		r				r		r		r	
Nummulites spp.	a			a			a		a		a
Operculina complanata Defrance		r			r			a		a	
Operculina complanata var. *zitteli* Silvestri								a		a	
Heterostegina complanata Meneghini var. *minuta* Azzaroli		r			r			a		r	
Miogypsina irregularis (Michelotti)					a	r					
M. (Miolepidocyclina) sp.					r	r					
Globorotalia aequa Cushman e Renz				r							
Globorotalia aragonensis Nuttall	r			a			r		r		a
Globorotalia cerro-azulensis Cole									r		
Globorotalia cfr. *rex* Martin									r		
Turborotalia bullbrooki Bolli							a		a		a
Turborotalia mayeri Cushman e Ellisor			a		r					r	
Turborotalia sp. gruppo *T. opima* (Bolli)		r	r		a			a		a	
Globigerina ampliapertura Bolli		a	r		a			r		a	
Globigerina binaiensis Koch		a			r			a		r	
Globigerina ouachitaensis Howe e Wallace		r						r		r	
Globigerina rohri Bolli		a			a			a		a	
Globigerina venezuelana Hedberg		a	r		a			a		a	
Globigerina cfr. *yeguaensis pseudovenezuelana* Blow e Banner		a			r			a		r	
Globigerinoides trilobus (Reuss)			a		r	r					
Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr e Collins)			a		a	a					
Globorotaloides cfr. *suteri* Bolli					r			r		r	
Orbulina sp.			a								
Globigerapsis sp.	a						a		a		a
Catapsydrax dissimilis (Cushman e Bermudez)		a			a			a		a	
Catapsydrax stainforthi Bolli					r			r		r	
Catapsydrax unicavus Bolli, Loeblich e Tappan		r			a			a		a	
Eponides schreibersii (d'Orbigny)								r			
Eponides umbonatus (Reuss)					r			r			
Amphistegina lessonii d'Orbigny		a			a	a		a		a	
Cibicides cfr. *dutemplei* d'Orbigny								r		r	
Cibicides mantaensis (Galloway e Morrey)					r			r			
Cibicides mexicanus Nuttall		r			r	r				r	
Cibicides perlucidus Nuttall					r			a			
Cibicides pseudoungerianus (Cushman)					r			r		r	
Cibicides ungerianus d'Orbigny					r	r					
Stichocibicides sp.								r			
Halkyardia sp.								r			
Planorbulina sp.							a				
Victoriella aquitanica Dedourle e Delmas		r			r			r		r	
Discocyclina douvillei (Schlumberger)							r				r
Discocyclina sella (d'Archiac)	a						r		a		r
Discocyclina sp. (gruppo *augustae - trabayensis*)							a				a
Asterocyclina sp.	r			r					a		
L. (Eulepidina) dilatata Michelotti		r						a		r	
L. (Eulepidina) formosoides H. Douvillè		a						a		r	
L. (Eulepidina) raulini L. e D.		r						a			
L. (Nephrolepidina) tournoueri L. e D.		a	r		a	r		a		r	
L. (Nephrolepidina) tournoueri var. *umbonata* Marchesini		r			r			a			
Pleurostomella brevis Schwager						r					
Ellipsoglandulina labiata Schwager					r					r	
Nodosarella striata (White)		r						r		r	
Nodosarella subnodosa (Guppy)								r		r	
Cassidulina subglobosa Brady					r			r			
Chilostomella ovoidea (Reuss)					r			r			
Nonion sp.					r	r					
Alabamina wolterstorffi (Franke)								r			
Gyroidina girardana (Reuss) var. *perampla* Cush. e Stainforth					r	r					
Gyroidina soldanii d'Orbigny								r		r	
Anomalina grosserugosa (Gümbel)					r			r			
Melonis pompilioides (Fichtel e Moll)					r						
Almaena escornebovensis (Sigal)		r			r			r		r	
Almaena hieroglyphica (Sigal)		r			r			r			

TAVOLA I

Fig. 1a-b. — *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* MICHELOTTI.
Esemplare dai margini in parte erosi.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 12.
Ingrandimento: circa 7 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 2a-b. — *Lepidocyclina (Eulepidina) formosoides* H. DOUVILLÈ.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 12.
Ingrandimento: circa 5 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 3a-b. — *Lepidocyclina (Eulepidina) raulini* LEMOINE e DOUVILLÈ.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 9.
Ingrandimento: circa 8 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 4a-b. — *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* LEMOINE e DOUVILLÈ.
Località: Monteroduni, camp. MT 37.
Ingrandimento: circa 10 ×.
Età: Aquitaniano.


1a
1b
2b
2a
3b
3a
4a
4b

TAVOLA II

Fig. 1. — *Operculina complanata* DEFRANCE.
Località: Masseria Porcini, camp. MP 9.
Ingrandimento: 8 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 2. — *Heterostegina complanata* MENEGHINI var. *minuta* AZZAROLI.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 10.
Ingrandimento: 13 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 3- 4. — *Lepidocyclina (N.) tournoueri* var. *umbonata* MARCHESINI.
Località: Monteroduni, camp. MT 41.
Ingrandimento: 22 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 5- 6. — *Miogypsina irregularis* (MICHELOTTI).
Località: Monteroduni, camp. MT 41.
Ingrandimento: 22 ×.
Età: Langhiano.

Fig. 8- 9. — *M. irregularis* (MICHELOTTI), forma teratologica.
Partendo da un unico apparato embrionale questo orbitoide si è sviluppato su due piani equatoriali a circa 100-110° fra loro, ed uniti per circa metà della superficie.
Località: Monteroduni, camp. MT 41.
Ingrandimento: 18 ×.
Età: Langhiano.

Fig. 10-12. — *Rotalia viennoti* GREIG, in veduta ventrale, laterale e dorsale.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 6.
Ingrandimento: 15 ×.
Età: Aquitaniano.

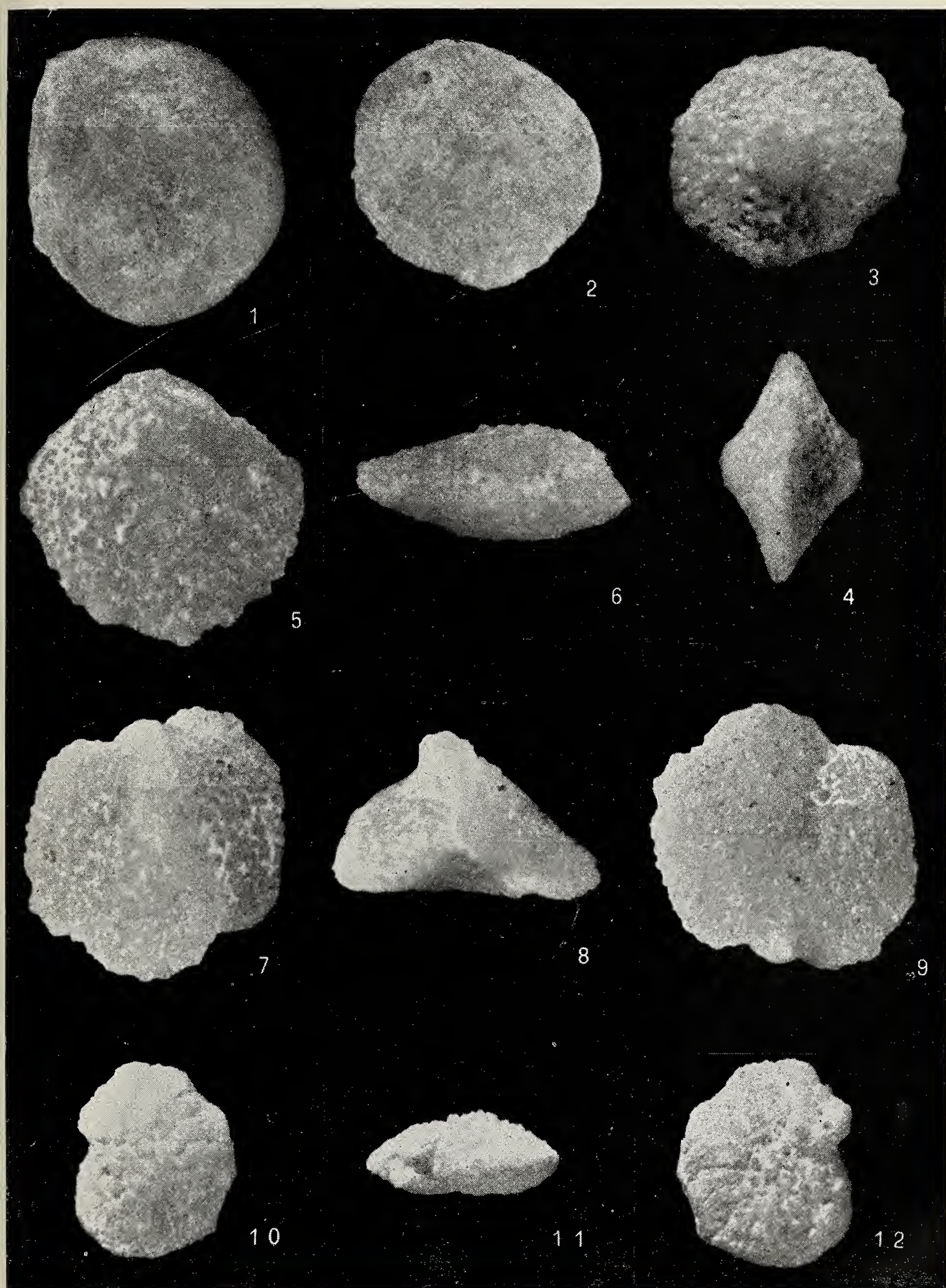

1
2
3
5
6
4
7
8
9
10
11
12

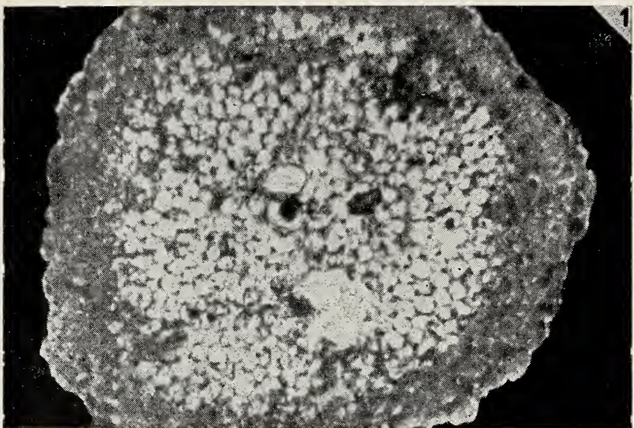
TAVOLA III

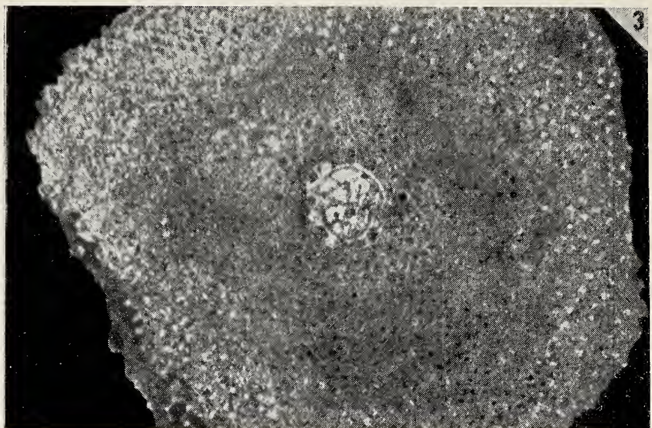
Fig. 1. — *Miolepidocyclina* sp. in sezione trasversa mediana.
Località: Monteroduni, camp. MT 41.
Età: Langhiano.

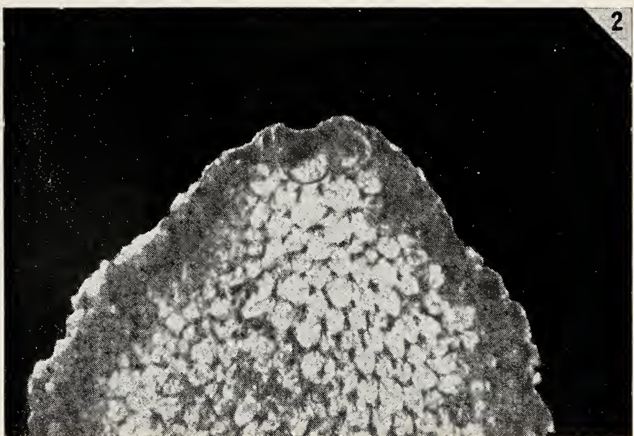
Fig. 2. — *Miogypsina irregularis* (MICHELOTTI) in sezione trasversa mediana.
Località: Monteroduni, camp. MT 39.
Età: Aquitaniano sup. o Langhiano basale.

Fig. 3. — *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *tournoueri* LEMOINE e DOUVILLÈ in sezione trasversa mediana.
Località: Masseria Porcini, camp. MP 10.
Età: Aquitaniano.

Fig. 4. — *Heterostegina complanata* MENEGHINI var. *minuta* AZZAROLI in sezione trasversa mediana.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 10.
Età: Aquitaniano.
Per tutte le figure: ingrandimento 28 ×.


1


3


2

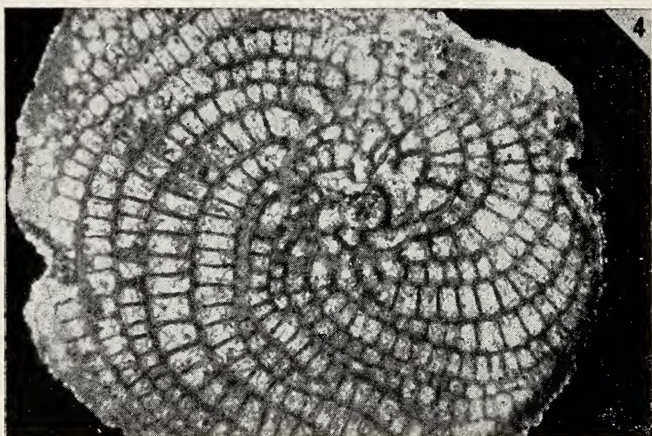

4

TAVOLA IV

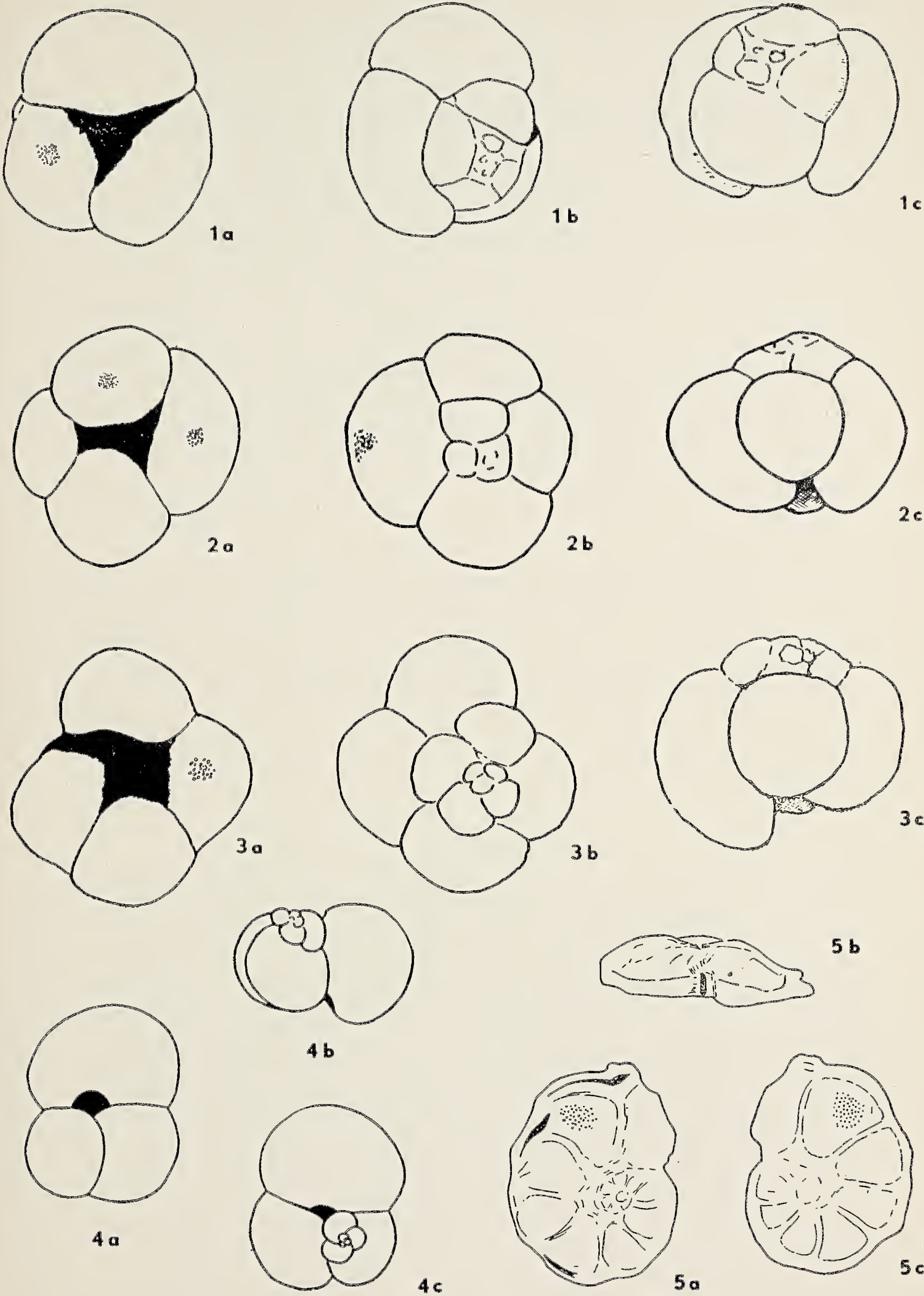
Fig. 1a-c. — *Globigerina rohri* Bolli in veduta ventrale, dorsale e laterale.
Località: Masseria Porcini, camp. MP 10.
Ingrandimento: 50 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 2a-c. — *Globigerina venezuelana* Hedberg, in veduta ventrale, dorsale e laterale.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 12.
Ingrandimento: 60 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 3a-c. — *Globigerina* cfr. *yeguaensis pseudovenezuelana* Blow e Banner in veduta ventrale, dorsale e laterale.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 12.
Ingrandimento: 65 ×.
Età: Aquitaniano.

Fig. 4a-c. — *Globigerinoides trilobus* (Reuss) in veduta ventrale, laterale e dorsale.
Località: Monteroduni, camp. MT 39.
Ingrandimento: 77 ×.
Età: Aquitaniano sup. o Langhiano basale.

Fig. 5a-c. — *Almaena escornebovensis* (Sigal) in veduta ventrale, periferica e dorsale.
Località: Vallone Coniacenci, camp. MT 1.
Ingrandimento: 31 ×.
Età: Oligocene sup. o Aquitaniano.


1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
3c
4b
5b
4a
4c
5a
5c

Boll. Soc. Natur. in Napoli
Anno 77, 1968, pp. 159-180, 14 figg.

Note biostratigrafiche sul M. Vesole (Cilento)

Nota del Socio ITALO SGROSSO

(Tornata del 28 giugno 1968)

Riassunto. — Nella successione carbonatica affiorante a M. Vesole vengono riconosciuti termini del Cretacico superiore (dal Cenomaniano al Senoniano), del Paleocene superiore-Eocene ed infine del Miocene; di questi terreni vengono illustrate le microfacies più caratteristiche.

Gli affioramenti di M. Vesole si discostano lievemente dalle tipiche facies carbonatiche di piattaforma.

Résumé. — L'Auteur décrit les microfaciès plus intéressantes de la série du M. Vesole, situé dans la partie nord-occidentale du Cilento, en Campanie.

Cette serie se compose de sédiments du Crétacé supérieur (Cénomanien à Sénonien), du Paléocène sup. - Eocène et du Miocène.

Les faciès de ces affleurements se différencient légèrement da celles-là typiques de plate-forme.

Premessa

In una precedente nota in collaborazione (Scorziello e Sgrosso 1965) venne segnalata la presenza di una località fossilifera con Crostacei decapodi situata nei pressi della cima di M. Vesole (Cilento nord-occidentale). Già da allora venivano notate nella successione litologica affiorante in questo rilievo alcune caratteristiche che la facevano lievemente discostare dalle tipiche facies di piattaforma affioranti in gran parte dell'Appennino calcareo della Campania e della Lucania. Anche lo studio delle microfacies ottenute dalla campionatura in serie effettuata lungo il versante meridionale di questo rilievo e da altre piccole campionature prelevate in zone vicine ha mostrato alcune particolarità biostratigrafiche che, a mio avviso, meritano di essere rese note.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

A quanto mi consta nessun altro autore si è interessato in particolare della successione affiorante a M. Vesole, mentre in località vicine appartenenti anche alla stessa dorsale sono state effettuate osservazioni o studi di dettaglio.

Selli (1957) segnala e descrive in questa zona la trasgressione



Fig. 1. — Ubicazione di M. Vesole.

miocenica ed istituisce la Formazione di Roccadaspide e la Formazione di Capaccio. In un lavoro successivo (1962) lo stesso A. descrive in dettaglio i terreni paleocenici che affiorano ampiamente nella dorsale di M. Vesole e istituisce la Formazione di Trentinara.

Sartoni e Crescenti (1963) danno la successione lito e biostratigrafica del Mesozoico e del Paleocene affiorante a Giungano e a M. Chianiello località poste a SW ed E negli immediati dintorni di M. Vesole. I due Autori nel loro lavoro, basato anche su numerose altre serie effettuate nell'Appennino di facies carbonatica, suddividono il Cretacico ed il Paleocone in biozone.

Cestari (1967) descrive molto schematicamente la successione del Cretacico e del Paleocene dei monti del Cilento.

Inquadramento geologico

Il M. Vesole fa parte di una piccola dorsale calcarea che si allunga per circa 20 chilometri in direzione prima all'incirca E-W poi NW-SE ed è compresa tra Capaccio Vecchio e Magliano Nuovo. Questa dorsale, come quella di dimensioni minori posta immediatamente a sud (M. Sottano-Trentinara), può considerarsi una porzione di anticlinale ad ampio raggio di curvatura (Scandone 1967) interessata da faglie di direzione E-W e NW-SE che hanno ampi rigetti sul versante meridionale e da faglie ortogonali a queste che hanno rigetti molto minori.

I terreni in facies carbonatica che costituiscono questi rilievi sono essenzialmente del Cretacico (inferiore e superiore) su essi trasgrediscono quelli del Paleocene superiore-Eocene (Formazione di Trentinara) ricoperti a loro volta da calcareniti trasgressive mioceniche (Formazione di Capaccio e Formazione di Roccadaspide) di età langhiana (Selli 1957, 1962, Sartoni e Crescenti 1963).

I terreni in facies di flysch che affiorano in questa zona del Cilento sono essenzialmente di due tipi: uno arenaceo-marnoso, rappresenta la prosecuzione seriale in facies terrigena delle calcareniti mioceniche trasgressive ed è quindi da considerarsi autoctono, almeno relativamente ai massicci calcarei; l'altro, calcareo-argilloso-arenaceo-marnoso-conglomeratico, di età cretacico-paleogenica, costituisce il « flysch del Cilento » (Selli 1962; Donzelli e Crescenti 1962; Ietto, Pescatore e Cocco 1965: Pescatore 1966; Scandone 1967; Cocco e Pescatore 1968). I rapporti tra quest'ultimo flysch e i massicci calcarei sono stati variamente interpretati da vari Autori: Selli (1962) e Donzelli e Crescenti (1962) ritengono alloctoni questi terreni e di provenienza tirrenica (coltri silentino-lucane). Per Grandjaquet (1963) i massicci calcarei sono completamente sradicati e poggiano sul « flysch ». Per Cestari (1967) questa formazione terrigena poggia al di sopra dei massicci calcarei in regolare contatto stratigrafico e in parte (la porzione d'età cretacico-paleogenica) è eteropica della facies carbonatica ed in parte rappresenta la prosecuzione seriale del Miocene trasgressivo. Anche Richter (1967) ammette l'autoctonia di questi terreni che reputa trasgressivi sul Paleocene od

Eocene dei massicci calcarei. Per SGROSSO e TORRE (1967) il « flysch del Cilento » giace in coltre sulla serie carbonatica e generalmente poggia sul flysch miocenico. SCANDONE (1967) riconosce l'alloctonia e la provenienza tirrenica di questi terreni e prospetta la possibilità che si siano deposti nello stesso bacino della serie calcareo-silico-marnosa lucana.

I tanto discussi rapporti tra « flysch del Cilento » e massicci calcarei sono, a mio avviso, particolarmente ben chiari su entrambi i

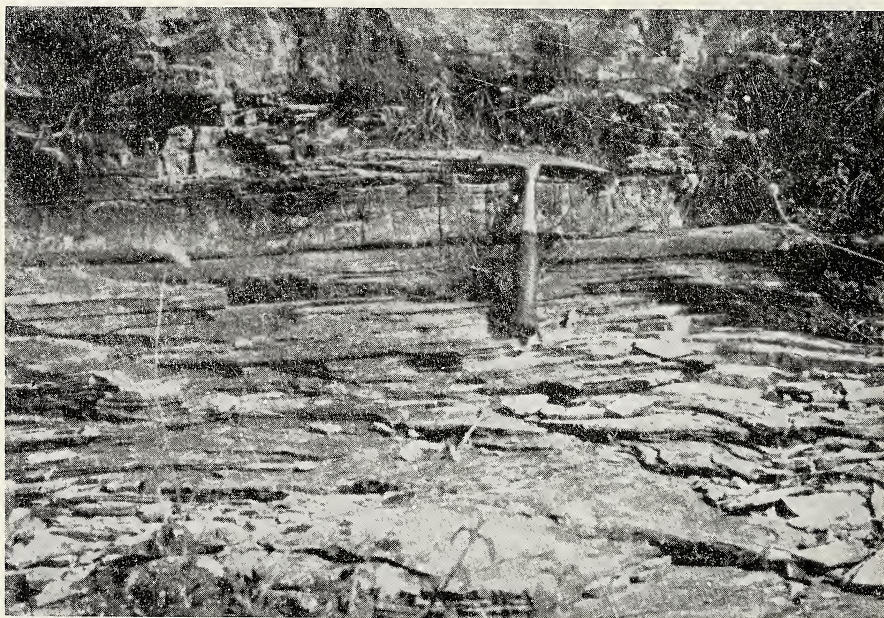


Fig. 2. — Dolomie lastriformi dell'intervallo *a*. Cenomoniano

bordi della dorsale di M. Vesole: sul versante settentrionale e nord-orientale infatti, data la generale pendenza degli strati verso N, affiorano calcari del Cretacico superiore, calcari e marne del Paleocene-Eocene e calcareniti mioceniche che passano gradualmente a flysch arenaceo-marnoso, e quindi, in contatto tettonico, la parte basale del « flysch del Cilento » (Formazione di S. Venere in IETTO, PESCATORE e COCCO 1965) di età cretacica (1). Il flysch miocenico interposto è

(1) Anche i termini stratigraficamente più alti del « flysch del Cilento », a quanto mi consta, non sorpassano l'Oligocene superiore o al massimo l'Aquitaniano basale, pertanto è ulteriormente dimostrata, se mai ce ne fosse bisogno, la sovrappo-

generalmente caoticizzato e di spessore variabile da pochi metri ad oltre cinquanta; in qualche caso è addirittura assente perchè completamente « piallato » dalla coltre che può poggiare direttamente sulle calcareniti mioceniche o addirittura su termini più bassi. Anche sul versante meridionale della dorsale si ritrovano situazioni molto chiare che ripetono l'andamento generale; infatti faglie con andamento all'incirca appenninico e con rigetti dell'ordine dei 500-1000 metri ribassano i termini più alti della successione mettendo a contatto lembi più o meno estesi di « flysch del Cilento » (spesso mescolati con elementi di flysch miocenico) con calcari del Cretacico superiore ed inferiore. Queste faglie provocano nella parte bassa del versante dei ben marcati gradini morfologici sui quali in buona parte corre la strada Capaccio-Magliano.

La successione stratigrafica affiorante a M. Vesole

La serie è stata campionata lungo il versante meridionale di M. Vesole a partire dalla strada Capaccio-Magliano (all'altezza del Km. 16,500 circa) sino alla piccola sella che sta poche decine di metri al di là della cima.

La successione riscontrata è la seguente:

a) alternanze di calcareniti grigio-chiare ed avana a grana sottile ed uniforme, dolomie e calcari dolomitici lastroidi e spesso lievemente bituminosi (le singole lastre si possono talora ridurre in lamine molto sottili). In questo intervallo di serie sono intercalati rari livelli conglomeratici con elementi a spigoli vivi delle dimensioni di pochi centimetri cubi immersi in una abbondante matrice dolomitica; in qualche strato si riconoscono rari frammenti di gusci di rudiste. 50 metri circa. La microfacies riscontrata in questo tratto di serie è la seguente:

Rhapydionina dubia De Castro, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Chrysalidina* cfr. *gradata* D'Orbigny, *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Biconcava bentori* Hamaoui (segnalata per la prima volta nell'Appennino da De Castro 1966), *Planispirina* sp., *Nummoloculina* sp., *Nezzazata* sp., « rotoline », *Nubeculariidae*, ostracodi.

b) alternanze di calcari variamente dolomitizzati con piste di vermi, calcilutiti e calcareniti biancastre con frequenti veli argillosi

---

sizione tettonica di questi terreni che poggiano sul flysch miocenico la cui base trasgressiva è in questa zona già d'età langhiana (Selli 1957).

all'interno dello strato che conferiscono a questo materiale una specie di « reticolatura », dolomie lastriformi spesso bituminizzate e calcilutiti grigio-chiare con selce in impregnazioni irregolari. Caratteristici sono i calcari con piste di limivori perchè mostrano le testate degli strati crivellate di buchetti del diametro intorno al centimentro, sulle facce degli strati invece le piste sono talora evidenziate da tanti cilindretti sinuosi un po' schiacciati che appaiono incavati o lievemente in rilievo

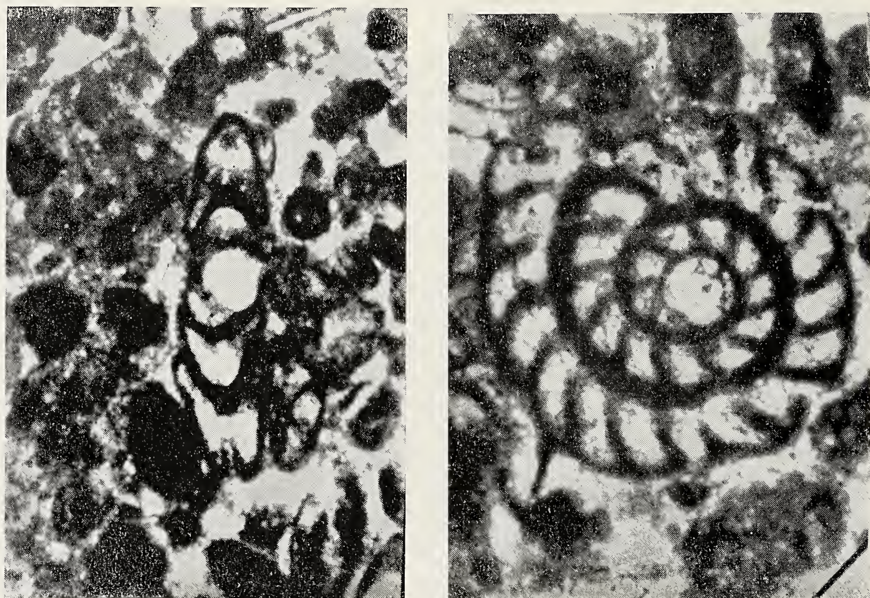


Fig. 3. — *Biconcava bentori* Haaoui, sez. assiale e sez. perpendicolare all'asse di avvolgimento circa 102 ×. Cenomaniano.

sulla roccia perchè formati da dolomia più o meno facilmente solubile di quella che forma il materiale incassante. Alcuni strati calcarenitici contengono numerosi gusci di bivalvi silicizzati che sono irregolarmente sparsi nella roccia o, più raramente, giacciono isoorientati in letti paralleli alla stratificazione. Nella parte alta di questo intervallo è intercalato un livello di brecce con elementi a spigoli vivi o appena smussati di dimensioni variabili sino a qualche decimetro cubo, sia i clasti che la matrice sono intensamente dolomitizzati. La giacitura di questo materiale non è del tutto chiara sia perchè vi sono alcuni piccoli disturbi tettonici sia perchè l'esposizione non è buona, comunque esso sembra formare un livello lentiforme, dello spessore massimo di 20

metri, non stratificato o mal stratificato che incide gli strati sottostanti (2).
60 metri circa. La mocrofacies riscontrata nei pochi campioni non sterili di questo intervallo sostanzialmente non si discosta da quella rinvenuta nei campioni dell'intervallo sottostante;



Fig. 4. — *Rhapydionina dubia* De Castro, sez. perpendicolare all'asse di avvolgimento circa 102 ×. Cenomaniano.

c) calcareniti a grana sottile dolomitizzate e con frequenti spalmature bituminose alternate a calcareniti e calcilutiti avana contenenti gusci di diceratidi che appaiono schiacciati ed isoorientati; in alcuni

(2) Questo materiale per litologia e per giacitura ricorda analoghe brecce descritte da Guzzetta (1963) nella Penisola Sorrentina e da questo Autore attribuite alla presenza di faglie sinsedimentarie che creavano bruscamente piccole scarpate provocando locali frane intraformazionali in materiale in tutto o in parte diagenizzato. Brecce di questo tipo sono state riscontrate dallo scrivente anche in terreni cenomaniani che affiorano a Pizzo S. Michele (Monti Mai) associate a calcari e dolomie lastriformi, bituminose e con noduli di selce contenenti resti di piante e di pesci. Da notare che queste facies conglomeratiche sono state riscontrate soprattutto nell'ambito dell'Albiano-Cenomaniano; ritengo, in accordo con D'Argenio (1963), che esse rispecchino eventi della tettonica cretacica che hanno provocato in alcune zone dell'Appennino centro-meridionale una lacuna stratigrafica marcata da bauxiti. Anche nella zona di transizione prospiciente alla fossa lucana si hanno nell'Albiano-Cenomaniano bruschi cambiamenti di facies (Sgrosso 1967).

strati calcilutitici con spalmature argillose sono presenti piste di limivori. (120 metri circa). La microfacies è costituita da:

Moncharmontia apenninica De Castro; *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Cuneolina* sp., ?*Valvulammina* sp., « rotaline », foraminiferi a guscio calcareo perforato, *Miliolidae, Textularidae, Lituolidae, Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, ostracodi;



Fig. 5. — Calcari dolomitici con impronte di limivori. Intervallo *b*. Cenomaniano.

d) calcareniti a grana sottile e calcilutiti nocciola con rudiste per lo più in frammenti; gli strati sono spesso dolomitizzati e con frequenti splamature bituminose. 50 metri circa. La microfacies sostanzialmente non si discosta da quella rinvenuta nei campioni dell'intervallo sottostante, in più è stata riconosciuta *Nummoloculina* sp. e sono risultati molto più frequenti *Moncharmontia apenninica* De Castro, i foraminiferi a guscio calcareo perforato e *Aeolisaccus kotori* Radoicic;

e) ripetute alternanze di calcareniti e calcilutiti talora dolomitizzate e con frequenti e diffuse impregnazioni bituminose, dolomie e

calcari dolomitici laminati, calcilutiti grigio-chiare con frammenti di rudiste e rara selce in piccole impregnazioni irregolari. Nella parte alta di questo intervallo piccole sacche lentiformi di argille bauxitiche rosse e giallastre formano un livello discontinuo potente al massimo 150 cm.; alcuni strati calciruditici con abbondanti frammenti nerastri a spigoli

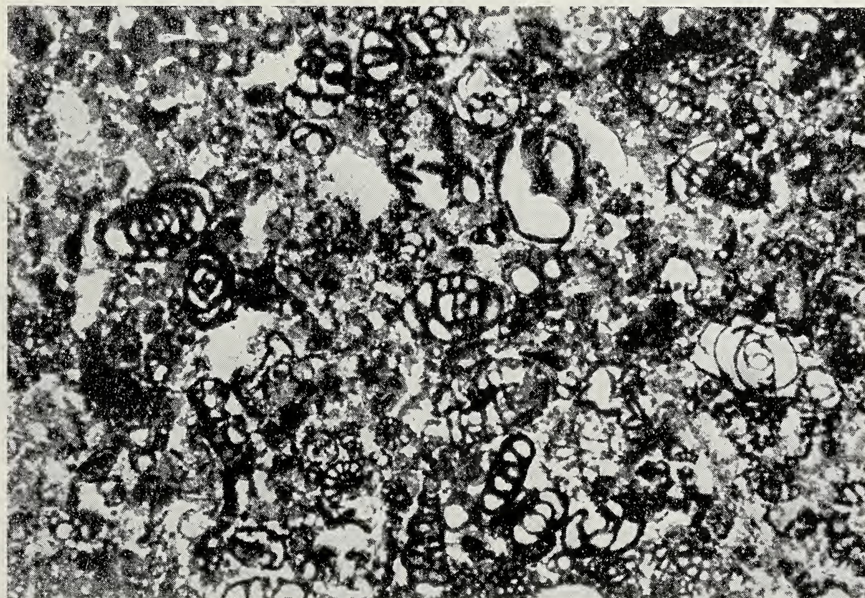


Fig. 6. — Microfacies a *Moncharmontia apenninica* De Castro, circa 33 ×. Senoniano.

vivi chiudono l'intervallo. 250 metri circa. La microfacies è costituita da:

Accordiella conica Farinacci, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Nummoloculina* robusta Torre, *Moncharmontia apenninica* De Castro, *Cuneolina pavonia parva* sp., *?Valvulammina* sp., *Rhapydionina* sp., *Globotruncana* sp., « rotalina », nubecularine, foraminiferi trocoidi a guscio calcareo perforato, *Miliolidae, Textularidae, Lituolidae, Globigerinidae, ostracodi, Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, oogoni di caracee *dasycladace.*

f) ripetute alternanze di calcareniti a grana sottile ed omogenea di colore avana scuro e nocciola localmente bituminizzate, calcari dolomitici grigi e calcareniti grigio-chiare con numerosi resti di rudiste in

strati e banchi potenti sino a 4 metri. 180 metri circa. La microfacies è costiuita, oltre che dalle forme già citate per l'intervallo precedente, da:

Pseudolituonella sp., *Rotalia* sp., *Nummoloculina* sp., in quest'intervallo è inoltre particolarmente frequente *Sgrossoella parthenopeia* De Castro le cui prime forme sono state riscontrate negli ultimi campioni dell'intervallo precedente;

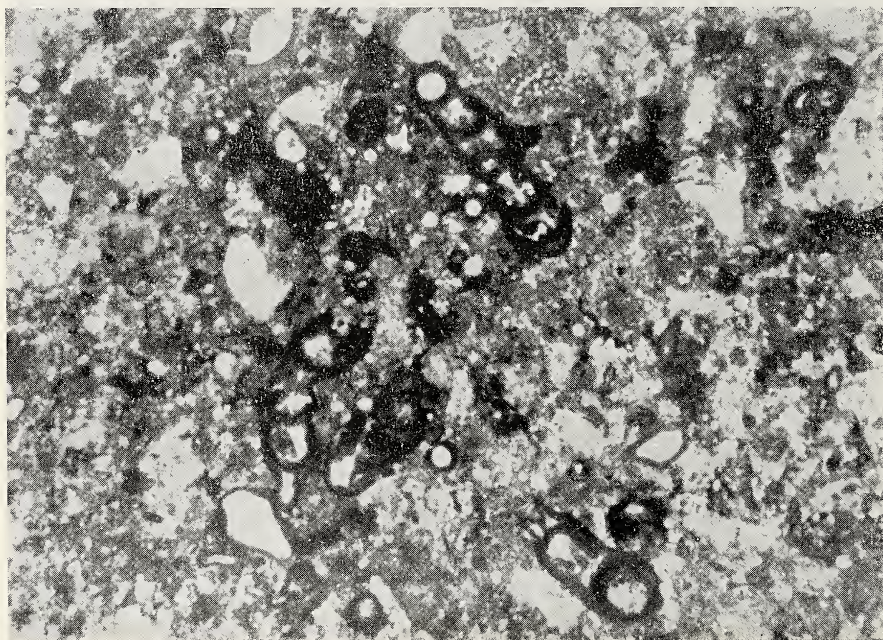


Fig. 7. — Microfacies a *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, circa 45 ×. Senoniano.

g) dopo un livello calciruditico a matrice calcarenitica si passa bruscamente a delle calcareniti grossolane glauconitiche; al passaggio, che è brusco e avviene secondo una superficie molto irregolare, si ritrovano talora sacche lentiformi di spessore fino ad un metro di materiale calciruditico poco cementato con matrice argillosa gialla e verdastra. Alle calcareniti grossolane glauconitiche, che affiorano per circa due metri, seguono calcari lastriformi spesso fogliettati e più o meno bituminosi contenenti talora abbondanti e ben conservati resti di Crostacei decapodi, probabili esterie e piccoli turriculati (Scorziello e Sgrosso 1965). A questo materiale sono intercalati rari strati calcarenitici in

sottili livelli lentiformi. 40 metri circa. La microfacies riscontrata è la seguente:

Spirolina sp., *Rotalia* sp., « rotaline », foraminiferi a guscio calcareo perforato, *Nubecularinae, Trochamminidae, Ophthalmidiidae, Miliolidae,* oogoni di *caracee;*

h) calcilutiti biancastre e grige con selce prima in impregnazioni irregolari poi in sottili liste allungate parallele alla stratificazione,

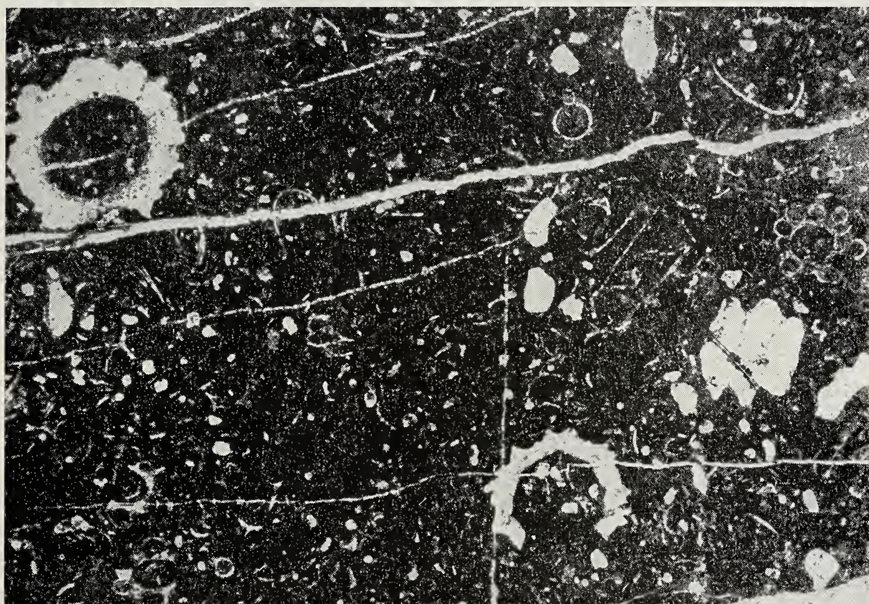


Fig. 8. — Microfacies a caracee, circa 22 ×. Senoniano.

calcilutiti grigio-chiare d'aspetto « ceroide » con, nella parte alta, « fiamme » arrossate e spalmature di argille rosse. 70 metri circa. Nei campioni esaminati la microfacies è costiuita da:

« Rotaline », foraminiferi a guscio calcareo perforato, *Miliolidae,* frustuli ed oogoni di *caracee;*

i) dopo un livello conglomeratico con elementi variamente arrotondati e matrice argillosa rossa e verdastra che riempie una superficie erosa, affiorano calcilutiti e calcareniti biancastre alternate a strati conglomeratici e pseudoconglomeratici a matrice argillosa e marnosa verde e a strati di marne più o meno calcaree. Nella parte bassa dell'intervallo prevalgono i termini conglomeratici e marnosi, mentre nella parte media

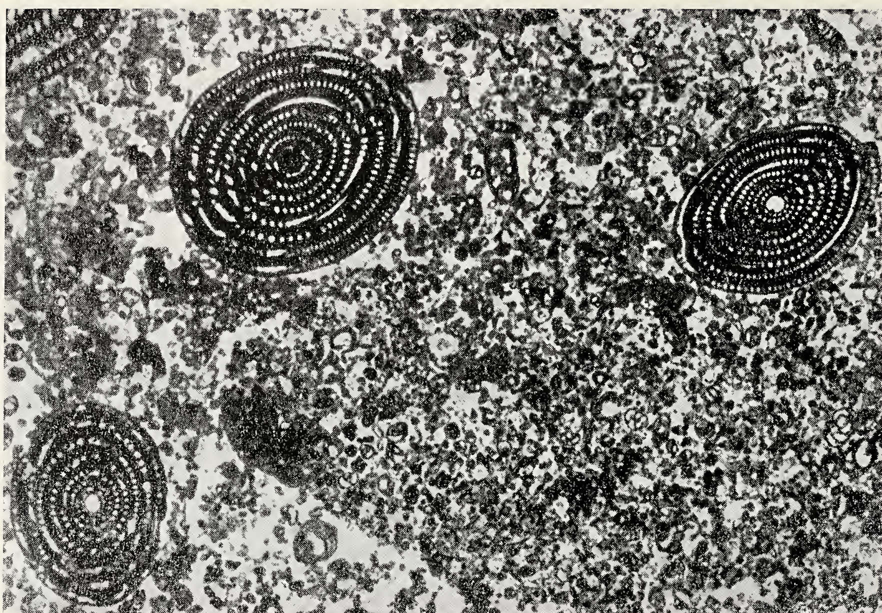


Fig. 9. — Microfacies ad Alveoline, Peneroplidi e Miliolidi, circa 10 ×. Paleocene superiore.



Fig. 10. — Microfacies a Spiroline, « rotaline » e Miliolidi, circa 22 ×. Paleocene superiore.

e superiore prevalgono le carcareniti; sono presenti in tutto l'intervallo rare sacche e lenti di argille rosse e giallastre. I macrofossili più frequenti sono dei piccoli turricolati, qualche strato è ricco di resti di lamellibranchi a guscio spesso e lievemente cuoriforme. 100 metri circa. La microfacies riscontrata è la seguente:

Coskinolina cfr. *liburnica* (Stache), *Spirolina* spp., *Rhapydionina* sp., *Nummoloculina* sp., *Spiroloculina* sp., *Alveolina* sp., « rotaline », *Nubecularinae*, foraminiferi a guscio calcareo perforato, *Ophthalmidiidae*, *Miliolidae*, *Valvulinidae*, *Lituolidae*, *Ostracodi*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, oogoni di *Characeae*, *Dasycladaceae;*

l) dopo un livello di argille rosso-vinaccia e giallastre talora con noduletti bauxitici, fortemente lenticolare (3) (non eccezionalmente raggiunge lo spessore di 4 metri), affiorano calcareniti glauconitiche grige ed avana con *Pecten* e *Scutella.* (10 metri circa). La microfacies riscontrata è la seguente:

Miogypsina sp., *Lepidocyclina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp., *Lagenidae*, *Globigerinidae.*

Lo spessore dei primi quattro intervalli di serie descritti è di difficile valutazione perchè gli strati pendono lievemente a franapoggio e perchè l'esposizione non è delle migliori, pertanto le cifre indicate per ciascuno di essi sono da ritenersi del tutto indicative; molto più attendibili sono gli spessori riportati per i rimanenti intervalli malgrado la presenza di alcuni disturbi di piccola entità di cui si è cercato di tener conto. In questa parte di serie più regolarmente applicata gli strati immergono mediamente verso N 30 W con pendenza di circa 20°.

Le facies descritte, a quanto si è potuto constatare, mantengono inalterate, o con trascurabili variazioni, le loro caratteristiche litologiche anche spostandosi lateralmente per alcuni chilometri, gli intervalli *h* ed *i* invece rappresentano una facies del tutto locale estesa orizzontalmente per poco più di duecento metri: i calcari fogliettati bituminosi riccamente fossiliferi e le calcilutiti biancastre con selce sembrano pas-

---

(3) Talora questo livello può mancare, come per esempio nei pressi di Trentinara a monte della strada Capaccio-Magliano, circa al Km 13.800, dove direttamente sugli ultimi strati paleocenici si hanno numerosi fori di Litodomi riempiti dalle calcareniti glauconitiche mioceniche e numerose ostriche, affiora poi un conglomerato costituito da blocchi calcarei del substrato di dimensioni sino ad alcuni metri cubi immersi in una matrice calcarenitica con miogipsine. La presenza di questo materiale dimostra, come già riscontrato nella Penisola Sorrentina (Scandone e Sgrosso 1965), che durante l'ingressione del mare miocenico dovevano esistere vere e proprie scarpate di falesia.

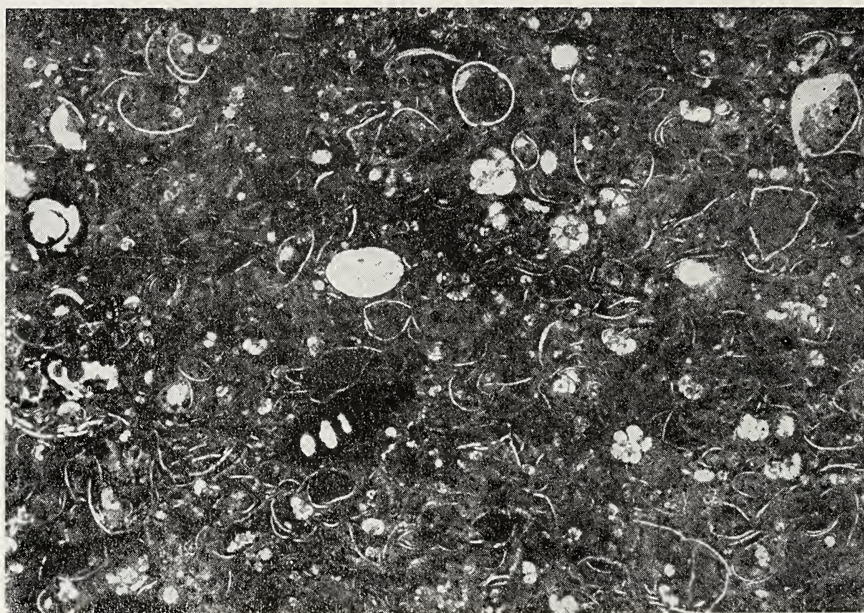


Fig. 11. — Microfacies ad Ostracodi, « rotaline » e Spiroline, circa 22 ×. Paleocene superiore.



Fig. 12. — Microfacies a *Koskinolina* cfr. *liburnica* (STACHE) e Spiroline, circa 22 ×. Paleocene superiore-Eocene.

sare lateralmente (4) a calcareniti avana con rari frammenti di rudiste, nelle zone di passaggio si possono trovare piccole sacche di argille rosse. Poichè i due intervalli suddetti rappresentano una facies particolare della successione cretacica e quindi non possono essere rappresentativi di questa, è stata eseguita una piccola campionatura in serie al di sotto dell'equivalente dell'intervallo *l* per avere un quadro più completo del Cretacico superiore di questa zona. La campionatura è stata effettuata

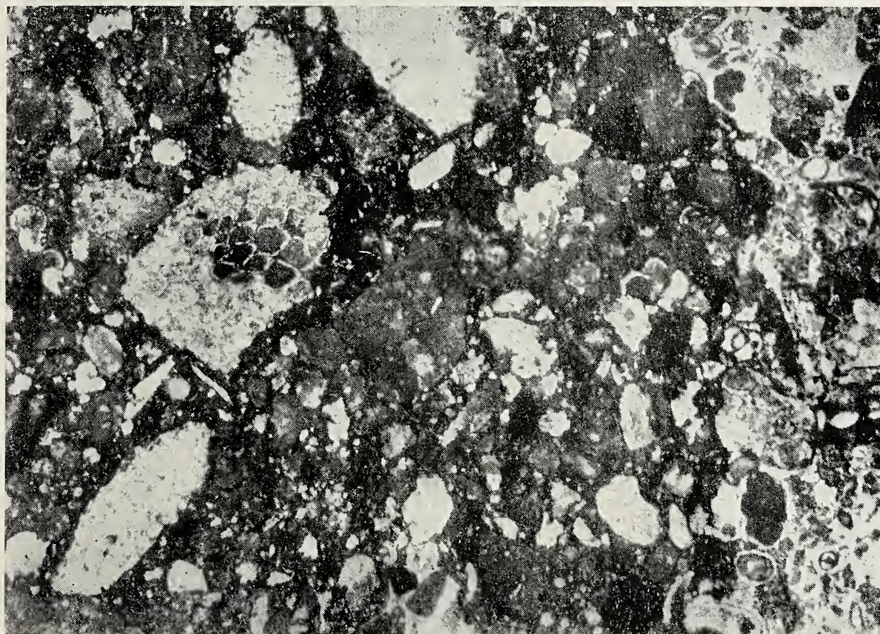


Fig. 13. — Microfacies a Miogipsina, circa 22 ×. Langhiano.

al di sotto della strada per Magliano (all'altezza del Km 13,800) partendo da 450 m di quota sino alla strada stessa. In questa zona, che rappresenta un blocco ribassato per faglia rispetto alla cresta di M. Vesole, affiora la parte più alta del Cretacico superiore quindi, al di sopra della strada, il Paleocene e poi il Miocene. La successione litologica riscontrata è la seguente:

m) alternanze di calcareniti grige ed avana e di dolomie e calcari dolomitici grigio-scuri: le dolomie sono spesso lastriformi; nella parte

---

(4) Questi passaggi non sono molto evidenti per la presenza di alcuni piccoli disturbi tettonici.

bassa affiorano frequenti livelli di brecce a piccoli elementi con spigoli vivi: sia gli elementi che la matrice sono nettamente dolomitizzati; a più altezze sono intercalati livelli calcarei e dolomitici con spalmature bituminose. In tutto l'intervallo seriato sono abbastanza frequenti le rudiste, nella parte bassa però i gusci di questi lamellibranchi formano dei veri e propri banchi biostromali. Nella parte superiore della zona campionata al di sotto del conglomerato che segna la trasgressione paleocenica prevalgono delle calcilutiti biancastre con « fiamme » di materiale arrossato e piccole impregnazioni manganesifere. Lo spessore campionato si aggira intorno ai 130 metri. La microfacies riscontrata è costituita da:

Accordiella conica Farinacci, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Nummoloculina robusta* Torre, *Keramosphaera tergestina* (Stache), *Moncharmontia apenninica* De Castro, *Moncharmontia apenninica* var. *compressa* De Castro, *Rhapydionina liburnica* (Stache), *Barkerina* sp., *Hauerina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Nummofallotia* sp., *Rotalia* sp., *Globotruncana* sp., *Cuneolina* spp., *Dicyclina* spp., « rotaline », foraminiferi trocoidi a guscio calcareo perforato, miliolidi, textularidi, vulvulinidi, oftalmididi, lituolidi, ostracodi, *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aeolisaccus kotori* Radoicic.

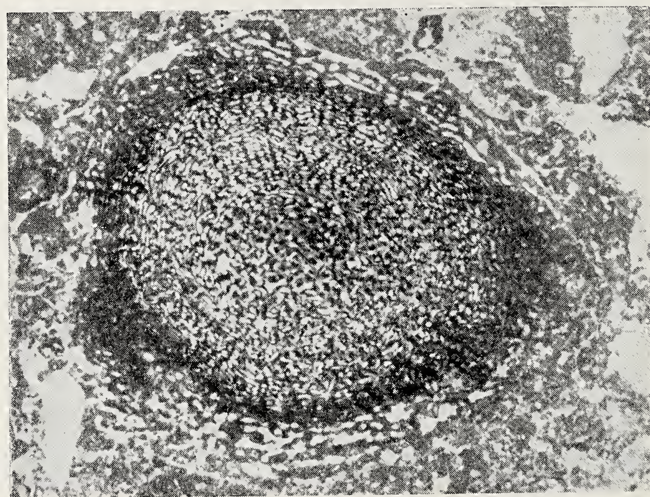


Fig. 14 — *Keramosphera tergestina* (Stachei), circa 15 ×. Senoniano.

Considerazioni stratigrafiche

Dall'esame delle microfacies riscontrate nella successione descritta si è potuto accertare che in essa sono rappresentati tutti i piani del Cretacico superiore dal Cenomaniano al Senoniano, il Paleocene superiore (Eocene?) ed infine il Miocene.

Per la suddivisione del Cretacico superiore si sono seguiti i criteri stratigrafici esposti in De Castro (1966 b).

Il Cenomaniano, presente nei primi due intervalli di serie campionati, è caratterizzato dalla presenza di: *Rhapydionina dubia* De Castro, *Biconcava bentori* Hamaoui, *Chrysalidina* cfr. *gradata* D'Orbigny, *Planispirina* sp.

Nel Turoniano, presente negli intervalli *c* e *d*, scompaiono le forme caratteristiche citate nel Cenomaniano e le microfacies si presentano del tutto impersonali. Di un certo interesse è la comparsa nella parte alta dell'intervallo *c* di alcuni individui di *Moncharmontia apenninica* De Castro che diventano però molto più numerosi e di dimensioni maggiori soltanto nei tre intervalli successivi.

Ben caratterizzato è il Senoniano presente negli intervalli *e* ed *f*; il cui inizio si fa coincidere con la comparsa di *Accordiella conica* Farinacci. Le altre forme di importanza stratigrafica riscontrate nei terreni di questo piano sono *Moncharmontia apenninica* De Castro che ora si presenta con numerosi individui ben sviluppati, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Nummoloculina robusta* Torre e *Sgrossoella parthenopeia* De Castro. Quest'ultima specie istituita recentemente (De Castro 1968) è una nuova cloroficea appartenente al sottordine delle clorodendrine; essa riveste una notevole importanza stratigrafica in quanto permette di suddividere la potente pila di sedimenti senoniani in due porzioni: una inferiore in cui essa manca o è al più molto rara, ed una superiore in cui è riscontabile invece con notevole frequenza.

Malgrado la presenza di alcune forme attribuite a *Rhapydionina*, non è possibile stabilire con sicurezza se nella parte alta dell'intervallo *f* sia già rappresentato il Maastrichtiano (zona a *Laffiitteina marsicana* Farinacci e *Rhapydionina liburnica* (Stache) in Farinacci 1965).

Per quanto riguarda i livelli fogliettati con Crostacei decapodi compresi negli intervalli *h* ed *i* che in un precedente lavoro (Scorziello e Sgrosso 1965) erano stati attribuiti alla Formazione di Trentinara, per la presenza di *Spirolina* sp., si possono fare alcune considerazioni:

a) essi sono compresi tra due trasgressioni (i livelli basali dell'intervallo *h* e dell'intervallo *l* vengono interpretati come conglomerati di trasgressione);

b) in essi non sono presenti forme esclusivamente cretaciche, sono invece presenti forme quali Spirolina, Rotalia, trocamminidi e nubecolaridi che presentano una forte affinità paleocenica;

c) le variazioni nella microfacies rispetto agli strati sottoposti sicuramente senoniani possono essere dovute al particolare ambiente (probabilmente lagunare) piuttosto che ad un cambiamento d'età.

Per cercare di risolvere indirettamente il problema si è effettuata una fitta campionatura in una pila di strati di oltre cento metri di spessore al di sotto del livello trasgressivo (5) della Formazione di Trentinara in una zona quanto più vicina possibile alla cresta di M. Vesole (intervallo *m*). La microfacies riscontrata e la costante presenza di Rudiste in questo pacco di strati, che possiamo ritenere eteropico degli intervalli *h* ed *i*, lo fanno senz'altro ritenere d'età senoniana e probabilmente maastrichtiana per la presenza di *Rhapydionina liburnica* (Stache). Di un certo interesse inoltre è il ritrovamento in esso di un livello a *Keramosphera tergestina* (Stache). Non tutti gli Autori sono d'accordo sulla posizione stratigrafica di questa forma (vedi Devoto 1964) che è stata ritrovata in terreni di età variabile dal Turoniano al Daniano; nello spezzone di serie in esame essa forma un livello riconoscibile anche macroscopicamente circa 100 metri al di sotto della trasgressione paleocenica (6).

Ritengo pertanto che i livelli foglietiati contenenti Crostacei e quelli sovrastanti sottoposti alla trasgressione del Paleocene superiore siano da attribuire alla parte alta del Senoniano forse al Maastrichtiano e che le variazioni microfaunistiche siano legate essenzialmente a variazioni di facies. Non si può però escludere che questi due intervalli di serie *h* ed *i* appartengano già al Paleocene inferiore o comunque alla porzione più alta del Senoniano (porzione sino ad ora non conosciuta nell'Appennino campano) e rappresentino pertanto una ristretta zona in cui, dopo una locale emersione, sia ripresa la subsidenza, quindi la sedimentazione, mentre nei dintorni vi erano terre emerse.

---

(5) Per quanto si è potuto vedere in quasi tutta la dorsale di M. Vesole la base della trasgressione paleocenica è marcata da un caratteristico livello conglomeratico molto ricco di alveoline.

(6) Anche circa 70 metri al di sopra di questo livello è stata riconosciuta qualche forma attribuibile a *Keramosphera tergestina* (Stache).

Per le considerazioni stratigrafiche riguardanti la Formazione di Trentinara ed il Miocene trasgressivo rimando a Selli (1957, 1962) e a Sartoni e Cresenti (1963).

Conclusioni

Le caratteristiche essenziali che differenziano la successione del Cretacico superiore riscontrato al M. Vesole da quelle tipiche delle facies carbonatiche di piattaforma dell'Appennino campano-lucano sono:

1) maggiore frequenza dei livelli calcarei e dolomitici lastriformi, spesso bituminosi tra cui alcuni particolarmente fossiliferi (strati a Crostacei decapodi);

2) discreta presenza della selce nei calcari;

3) presenza di livelli calcarei e dolomitici con impronte di limivori;

4) presenza nella parte alta della successione di sporadiche sacche di argille rosse e giallastre.

Alcune di queste caratteristiche sono precipue di ambienti di sedimentazione a bassa o bassissima energia cinetica, spesso non sufficientemente ossigenati. La presenza di sacche e lenti di argille residuali dovrebbe testimoniare la vicinanza di terre emerse.

Queste facies di mare molto sottile, con probabili episodi lagunari sono documentate inoltre dalla quasi costante presenza di Ostracodi a carapace liscio, dai livelli a « rotaline » e ad oogoni di Caracee presenti a più altezze nella successione campionata.

Dall'esame sia pure sommario delle caratteristiche litologiche e delle microfacies riscontrate nella successione cretacica descritta si può dedurre che, nell'ambito della piattaforma carbonatica, cioè nell'ambito di una successione di retroscogliera (De Castro 1966, D'Argenio 1966) il M. Vesole doveva occupare una zona ancora più riparata perchè più accostata alle barriere che impedivano o rallentavano gli scambi diretti con il mare aperto. Piccole oscillazioni del livello del mare potevano causare locali emersioni.

Una emersione di carattere più generale e di sensibile durata precede l'ingressione del Paleocene superiore. I terreni della Formazione di Trentinara dimostrano condizioni ambientali sostanzialmente non variate rispetto a quelle del sottostante Cretacico superiore.

Una successiva generale emersione interessa quasi tutta la piattaforma carbonatica per buona parte del Paleogene, riprende quindi la

subsidenza e su di un substrato non prefettamente uniforme si instaurano condizioni marine con sedimentazione prevalentemente carbonatica che gradualmente e contemporaneamente ad un progressivo approfondimento del bacino, evolve verso facies di flysch per l'arrivo di materiale terrigeno.

La sedimentazione del flysch miocenico è troncata dall'arrivo delle coltri alloctone.

BIBLIOGRAFIA

Bignot G., 1966 - *L'association Charophites-Foraminifères dans les calcaires « liburnies » d'Istrie (limite Crétacé-Tertiaire, Italie-Yougloslavie).* Soc. Geol. France, Comptes Rendus somm. Séances; 1966 (2), pp. 56-57, 1 fig. Paris.

Buser S., 1965 - *Stratigraphic position of the beds with Keramospherina (Bradya) tergestina* (Stache) *in slovenia dinarids.* Geologjia, **8**, pp. 130-134, 4 figg. Ljubliana.

Cocco E. e Pescatore T., 1968 - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania).* In corso di stampa sul Boll. Soc. Natur. in Napoli, **77**, Napoli.

Colalongo M. L., 1967 - *Biostratigrafia del Mesozoico nei dintorni del Passo del Diavolo (Parco Nazionale d'Abruzzo).* Gior. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna, ser. 2, **34**, pp. 36, tavv. 4, Bologna.

Crescenti U., 1966 - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche.* Boll. Soc. Geol. It., **85**, pp. 541-
campano. Mem. Soc. Geol. It., 4, pp. 66, tavv. 8, Bologna.
579, 3 figg. Roma.

D'Argenio B., 1963 - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 66, tav. 8, Bologna.

D'Argenio B., 1963 - *I calcari ad ittioliti del Cretacico inferiore del Matese.* Atti Acc. Sc. Fis. Nat. ser. 3, 4, pp. 63, figg. 17, tavv. 7, Napoli.

D'Argenio B., 1966 - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **5**, fig. 1, tav. 1, Pisa.

D'Argenio B., 1966 b - *Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**, pp. 495-552, figg. 20, tabb. 5, Napoli.

De Castro P., 1965 - *Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cratacico della Campania. Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifata.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 317-371, figg. 9, tavv. 22, Napoli.

De Castro P., 1966 - *Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano-cenomaniane della Campania.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**, pp. 59, figg. 22, tavv. 17, Napoli.

De Castro P., 1966 b - *Sulla presenza di un nuovo genere di Endothyridae nel Cretacico superiore della Campania. Note biostratigrafiche sulla successione sedimentaria di età turoniana e senoniana in facies di retroscogliera, in Campania.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**, pp. 317-347, figg. 7, 1 tab., tavv. 5, Napoli.

De Castro P., 1967 - *Moncharmontia apenninica nuovo nome per Neoendothyra apenninica* De Castro 1966. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**, pp. 2, Napoli.

De Castro P., 1968 - *Su alcune tallofite del Mesozoico in Campania. Stratigrafia e paleontologia.* In corso di stampa sul Bollettino della Soc. Natur. in Napoli.

Devoto G., 1964 - *Il passaggio Cretaceo-Paleocene nei Monti Lepini e il problema relativo a Keramosphera tergerstina (Foraminifera).* Geol. Romana, **3**, pp. 49-64, figg. 2, tavv. 4, Roma.

Devoto G., 1964 b - *Zone ad Alveolinidae nel Crataceo e Paleocene del Lazio ed Abruzzo centro-meridionali.* Geol. Romana, 3, pp. 405-414, tavv. 2, Roma.

Donzelli G. e Crescenti U., 1962 - *Lembi di flysch oligocenico affioranti a sud-est della piana del Sele.* Mem. Soc. Geol. It., 3, pp. 569-593, tavv. 2, Pavia.

Farinacci A., 1962 - *Nuovo genere di Verneulinidae (Foraminifera) marker di zona del Senoniano inferiore.* Geol. Romana, **1**, pp. 5-10, fig. 1, tavv. 5, Roma.

Farinacci A., 1965 - « *Laffitteina marsicana* » *nuova specie di Rotalide nel calcare maastricthiano* a « *Rhapydionina liburnica* » *di M. Turchio (Marsica).* Riv. It. di Paleont., **71**, (4), pp. 1251-1262, tavv. 3, Milano.

Farinacci A. e Radoicic R., 1964 - *Correlazioni tra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne.* Ric. Scient., ser. 2, 7, (2), pp. 269-300, figg. 4, tavv. 15, Roma.

Grandjaquet C., 1963 - *Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien.* Rev. Geogr. Phys. Gèol. Dynam., **5** (3), pp. 185-202, figg. 13, Paris.

Guzzetta G., 1963 - *Brecce intraformazionali dolomitiche nella serie cretacica della Penisola Sorrentina.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 7, figg. 3, Bologna.

Hamaoui M., 1965 - *Biostratigraphy of the Cenomanian type Hazera formation.* Geol. Survey Israel, Stratipraphic sections, 2b, pp. 27, tavv. 15, tabb. 4, Jerusalem.

Ietto A., Pescatore T. e Cocco E., 1965 - *Il flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 396-402, tav. 1, Napoli.

Paradisi A. e Sirna G., 1965 - *Osservazioni geologiche e paleontologiche sulla struttura compresa tra la Vallelonga e la Valle del Sangro (Marsica occidentale).* Geol. Romana, **4**, pp. 145-160, figg. 13, tavv. 2, Roma.

Pescatore T., 1966 - *Strutture sedimentarie del flysch del Cilento occidentale.* Geol. Romana, **5**, pp. 99-116, figg. 31, Roma.

Radoicic R., 1960 - *Microfacies du Cretace et du Paleogene des Dinarides externes de Yugoslavie. Inst. Recher.* Geol. R. P. Crna Gora, Paleont. des Dinarides Youg., ser. A, tom. 4, liv. 1, pp. 5-172, fig. 1, tavv. 67, Titograd.

Richter M., 1967 - *Bemerkungen zur Geologie des Cilento (Suditalien).* N. Jb. Geol. Paleont. Mh. 1967, pp. 684-699, Berlin.

Sartoni S. e Crescenti U., 1963 - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dello Appennino meridionale.* Giorn. Geol., **29**, (2), pp. 161-302, tavv. 41, tab. 1, Bologna.

Selli R., 1957 - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. di Geol., ser. 2, **26**, pp. 54, tavv. 9, Bologna.

Selli R., 1962 - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, pp. 737-789, fig. 1, tav. 1, Pavia.

Scandone P., 1967 - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, pp. 175, figg. 68, tavv. 17, Napoli.

Scandone P. e Sgrosso I., 1965 - *Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina del Cretacico superiore al Miocene.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 159-177, figg. 9, tavv. 10, Napoli.

Scorziello R. e Sgrosso I., 1965 - *Segnalazione di Crostacei decapodi nel Paleocene di M. Vesole.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 2, tavv. 3, Napoli.

Sgrosso I., 1967 - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica nella zona di Vietri di Potenza con particolare riguardo alla trasgressione miocenica.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**, pp. 463-495, figg. 3, tavv. 6, Napoli.

Sgrosso I. e Torre M., 1967 - *La successione stratigrafica maastricthiano-eocenica di Roccagloriosa (Cilento).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, pp. 199-217, figg. 3, tavv. 9, Napoli.

Torre M., 1965 - *Osservazioni su Accordiella conica* Farinacci *(Foraminiferida).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, pp. 261-266, tav. 1, Napoli.

Torre M., 1966 - *Alcuni foraminiferi del Cretacico superiore della Penisola Sorrentina.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**, pp. 409-431, fig. 1, tav. 6, Napoli.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 181-206, 16 tavv.

Microfauna bathoniana del M. Alpi

Nota del Socio E. LUPERTO SINNI

(Tornata del 25 ottobre 1968)

Riassunto. — L'autore riferisce circa il rinvenimento in alcuni campioni di roccia prelevati sul versante occidentale del M. Alpi alla q. 1350 m circa sul livello del mare, di una microfauna del Bathoniano superiore costituita da:

Kilianina blancheti PFENDER, *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC), *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Rhapidionina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER, ecc.

Per le forme più importanti rinvenute viene data la sinonimia, le indicazioni più significative circa la distribuzione geografica e stratigrafica e vengono aggiunti alcuni risultati di personali osservazioni sulla struttura interna.

Resumé. — L'étude micropaléontologique de quelques échantillons provenant d'un niveau calcaire qui effleure sur le versant occidental du M. Alpi (q. 1350 m. environ au-dessus du niveau de la mer), a permis d'observer une microfaune du Bathonien superieur composée de:

Kilianina blancheti PFENDER, *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC), *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Rhapidionina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER, ecc.

On donne pour les formes les plus interessantes leur sinonimie, les notices les plus significatives sur leur répartition stratigraphique et geographique et on ajoute des résultats d'observations personnelles concernantes leur structure interne.

Durante lo studio micropaleontologico di campioni di roccia prelevati in serie in un'area posta entro i limiti della Tav. 211 III NO « Latronico » e comprendente il M. Alpi (*), ho potuto compiere numerose osservazioni su microfaune giurassiche assai interessanti. Di particolare importanza mi è parso il rinvenimento di un'associazione microfaunistica, sicuramente riferibile al Bathoniano superiore, in alcuni campioni di calcare grigio raccolti sul versante occidentale del M. Alpi, alla quota di m 1.350 circa s.l.m. La tanatocenosi di questi campioni si è rivelata infatti eccezionalmente ricca per numero di specie rappresentate e quantità di individui presenti: alcune specie, di indiscusso valore cronostratigrafico, hanno appunto permesso l'attribuzione al Bathoniano superiore della serie dalla quale provengono i campioni stessi.

Come è noto, SARTONI & CRESCENTI (1962) hanno già riferito su studi condotti su microfaune del M. Alpi e, in particolare, su quella della « Cenozona a *Pfenderina salernitana* » riferita al Bathoniano. Ritengo tuttavia utile aggiungere ai dati già pubblicati da questi autori i risultati emersi dai miei studi, al fine di contribuire ad una migliore conoscenza delle microfaune giurassiche dell'Appennino meridionale.

Poiché i campioni di roccia esaminati erano di calcare grigio piuttosto compatto, e quindi risultava impossibile isolare i fossili in essi contenuti, lo studio micropaleontologico è stato condotto esclusivamente su sezioni sottili.

Al microscopio, tali sezioni hanno mostrato una microlitofacies costituita da micrite calcarea opaca e molto scura, con numerosi intraclasti, riccamente fossilifera.

Sono state osservate le seguenti specie:
Kilianina blancheti PFENDER, *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC), *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN, forme di passaggio del gruppo *Pfenderina neocomiensis* - *Pfenderina trochoidea*, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Rhapidionina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNCHENK, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER, varie specie di *Trocholina*, *Ammobaculites* sp., *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp., *Textularidae*, *Valvulinidae* e *Trochamminidae*.

Sono inoltre risultati presenti Ostracodi, Spugne, piccoli Coralli, piccoli Gasteropodi, frammenti di Lamellibranchi, radioli di Echini.

(*) Ringrazio il Dott. P. PIERI che ha raccolto i campioni da me studiati e che in una nota di prossima pubblicazione riferirà sul rilevamento geologico della zona.

Sono presenti anche molte Alghe: oltre a quelle non determinabili, si possono osservare *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI, *Cayeuxia* sp.

Le forme rinvenute sono tutte abbastanza conosciute. Solo per quelle più importanti riporterò, quindi, la sinonimia e le indicazioni più significative sulla distribuzione geologica e stratigrafica; per alcune fra queste, aggiungerò anche qualche cenno sui risultati di personali osservazioni.

KILIANINA BLANCHETI Pfender

Organismo indeterminato — KILIAN & HOVELAQUE, 1900, Microphoto, tav. 9, fig. 2.
Kilianina blancheti — PFENDER, 1933, Ann. Univ. Grenoble, n. s., Sect. Sc. e Med., vol. 10, n. 1-2, pp. 245-252, tav. 1, fig. A-K; tav. 2, figg. 1-2; tav. 2, fig. 3 da KILIAN & HOVELAQUE.
Kilianina blancheti PFENDER — BLANCHET, 1936, Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, tav. 9, figg. 1-2.
non *Kilianina* sp. — HENSON, 1948, Larger imperforate ecc., pag. 70, tav. 4, fig. 12.
non *Kilianina* sp. — AUROUZE & BIZON, 1956, Boll. Soc. Géol. France, pp. 221-225, tav. 10, figg. 1-4 e 6.
Kilianina blancheti PFENDER — AUROUZE & BIZON, 1958, Rev. de Micropal., p. 70, tav. 1, figg. 1-12; tav. 2, figg. 8-9.
Kilianina blancheti PFENDER — DE CASTRO, 1963, Boll. Soc. Nat. in Napoli, pp. 93-95, tav. 1, figg. 3-5.
Kilianina blancheti PFENDER — FOURY & VINCENT, 1967, Ecl. Geol. Helv., p. 35, tav. 1, figg. 1-15, fig. 1 e 2 nel testo.

Osservazioni. — Recentemente FOURY & VINCENT, esaminate numerose sezioni sottili orientate (ottenute da parecchie centinaia di individui isolati) hanno condotto la revisione del genere *Kilianina* e descritto dettagliatamente la forma e la struttura della specie *Kilianina blancheti* PFENDER.

Le due autrici hanno distinto due forme dall'aspetto ben differente: una, megalosferica, con guscio a cono acuto e base subcircolare, e una microsferica, con guscio dissimmetrico, a base ovale e apice arrotondato.

Ambedue le forme sono presenti nei campioni del M. Alpi. Negli individui megalosferici il guscio ha all'inizio un avvolgimento elicospiralato: il primo giro risulta formato dal proloculus, da una deuteroconca e da altre due logge, mentre i tre giri successivi appaiono formati da un numero crescente di camere. Negli individui microsferici il guscio presenta ugualmente una parte iniziale ad avvolgimento elicospiralato: dopo il proloculus, una deuteroconca e 5 o 6 camere formano il primo giro, mentre 10 camere formano il secondo giro. Negli individui di

ambedue le forme, allo stadio iniziale, segue uno stadio adulto uniseriato: quello giovanile (ad avvolgimento spiralato) è formato da camere basse, non suddivise, mentre quello adulto (uniseriato) ha logge che perifericamente si suddividono in loggette a disposizione radiale e nella zona centrale presentano una struttura complessa. Nella porzione adulta è infatti sempre possibile distinguere una zona marginale ed una zona centrale.

Le loggette radiali periferiche mostrano esternamente, sulla superficie erosa del guscio, una sezione a forma di losanga: esse sono disposte le une accanto alle altre nello stesso piano, ma si alternano in piani successivi.

Ogni loggetta è formata dalla lamina basale (il pavimento) della camera originaria che si incurva verso il basso nella parte mediana ed esterna di ciascuna di esse e si innalza invece nella parte più interna e ai lati, dove forma lembi rialzati. I due lembi laterali si congiungono con quelli (analogamente formati) delle loggette adiacenti e, contemporaneamente si saldano alla lamina basale della camera precedente, in corrispondenza delle zone nelle quali questa forma i pavimenti delle loggette sovrapposte alternanti. Il lembo più interno invece, rialzandosi, si avvicina, senza saldarsi, alla lamina basale della camera precedente.

Le loggette così formate hanno pertanto lume che progressivamente si restringe verso la parte più interna (le sezioni delle loggette, infatti, appaiono sempre più piccole in tagli paralleli all'asse di avvolgimento e via via più profondi). Esse terminano insomma verso l'interno (laddove la lamina basale si avvicina alle loggette superiori alterne) in corti canali, attraverso i quali si stabiliscono le comunicazioni tra le loggette stesse e la zona centrale.

Perforazioni oblique, che attraversano le zone di giuntura delle lamine basali di logge sovrapposte, permettono invece le comunicazioni tra loggette di piani successivi.

L'interpretazione della zona centrale risulta piuttosto difficile; essa è resa ancora più problematica dalla presenza di un riempimento secondario di materiale scuro. Tuttavia, nelle sezioni oblique rispetto all'asse di allungamento, e ancora meglio in quelle perpendicolari, è possibile osservare l'esistenza di tabule orizzontali, non sempre perfettamente piane, attraversate da perforazioni. Da ognuna di queste tabule si elevano espansioni laminari verticali che raggiungono la tabula precedente. Queste espansioni, collegandosi fra loro sullo stesso piano, delimitano degli alveoli e formano un reticolo che, nelle sezioni assiali in particolar modo, si presenta come un ammasso di pilastri.

Mi pare possibile ammettere che le tabule orizzontali, in forma di piastre cribrate, abbiano la funzione di facce aperturali.

Di conseguenza, le comunicazioni fra i vari elementi strutturali e fra questi e l'esterno si effettuano quasi certamente nel modo seguente:

le loggette di uno stesso piano, che non sono tra loro comunicanti, comunicano (come si è visto) con quelle, alternanti, del piano precedente. Nessuna loggetta comunica con l'ambiente esterno. Ogni loggetta comunica con la zona centrale « labirintica » del guscio attraverso un piccolo canale, formatosi nella sua parte più profonda (ed in alto). Dalla zona centrale i contatti con l'esterno si stabiliscono mediante le piastre aperturali cribrate.

In effetti, per quanto riguarda le comunicazioni tra le camerette, nelle sezioni tangenziali si possono osservare le perforazioni oblique, che mettono in contatto le camerette alterne di giri successivi. Nelle sezioni trasversali è possibile, d'altra parte, identificare la traccia delle perforazioni nei tratti scuri che bordano le pareti delle camerette (la sezione trasversale taglia evidentemente in maniera obliqua i canalicoli attraverso i quali si stabiliscono le comunicazioni). Infine, in alcune sezioni longitudinali nelle pareti delle loggette si possono osservare due o tre pori che attraversano queste ultime.

Le piastre aperturali cribrate sono ben osservabili quando le sezioni trasversali passano proprio per esse (attraversano insomma singole tabule orizzontali). Nelle sezioni assiali, d'altra parte, è possibile vedere le varie tabule che formano la zona centrale e, i « pilastri », fra esse interposti, che formano il reticolo interno.

Devo osservare che le forme qui riferite a *Kilianina blancheti* presentano una struttura della parete del tutto analoga a quella osservata da Reichel (1958) negli esemplari di Aurouze & Bizon. Nella parete degli individui studiati è infatti possibile osservare una fine striatura perpendicolare alla superficie del guscio. Adoperando un forte ingrandimeno (è sufficiente ingrandire $\times 100$) questa striatura risulta particolarmente evidente in alcune sezioni di individui ben conservati.

La striatura, corrispondente ai sottili spazi chiari, sembra dovuta alla presenza di pori secondariamente riempiti da calcite cristallina.

Distribuzione geografica e stratigrafica. — Gli esemplari della Pfender provengono dal Bathoniano delle Hautes-Alpes e quelli della collezione Blanchet (così come quelli studiati da Aurouze & Bizon) dal Dogger delle Montagne d'Escreins, regione di Guillestre. Forme riferite con qualche dubbio a *Kilianina* sono state osservate da Nouet (1958)

nei calcari detritici del Bathoniano superiore dei sondaggi eseguiti nella parte ovest del bacino di Parigi (tra la bassa Normandia e Boulonnais). Forme ugualmente ritenute appartenenti al genere *Kilianina* sono state trovate da DUFAURE (1958) in terreni del Bathoniano superiore dell'Aquitania (Serie di Perigord). La specie è stata ritrovata in seguito in Italia da DE CASTRO (1963) nel Bathoniano (« cenozona a *Pfenderina* ») della Penisola Sorrentina (Monti Lattari). Il ritrovamento di questa forma è stato citato inoltre da MAYNC (1966) nel Bathoniano superiore di Israele (Heletz-Negba shale). FOURY & VINCENT (1967) hanno infine esaminato esemplari della forma stessa in materiale prelevato nelle vicinanze della località tipo (Massiccio di La Fonct Sancte, regione di Guillestre).

La presenza della specie, insieme a *Meyendorffina batonica* AUROUZE & BIZON e *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC) sembra strettamente limitata al Bathoniano superiore. Appare molto probabile che con il progredire delle ricerche, ulteriori ritrovamenti vengano segnalati in tutto il bacino del Mediterraneo.

MEYENDORFFINA BATHONICA Aurouze & Bizon

Kilianina sp. — AUROUZE, BELLON, BIZON & JOURNEL, 1956, Bull. Soc. Géol. France, vol. 6, pp. 221-225, tav. 10, figg. 1-4 e 6.

Meyendorffina bathonica — AUROUZE & BIZON, 1958, Rev. de Micropal., vol. 1, n. 1, p. 72, tav. 2, figg. 1-7 e 9; tav. 3, fig. 3.

Meyendorffina bathonica AUROUZE & BIZON — MAYNC, 1961, Rev. de Micropal., vol. 4, n. 1, tavv. 2, fig. 1 testo.

Meyendorffina bathonica AUROUZE & BIZON — SARTONI & CRESCENTI, 1962, Giornale di Geologia (Bologna), pp. 285-287, tav. 15, fig. 2; tav. 17, fig. 1; tav. 50, fig. 6 e 9.

Meyendorffina bathonica AUROUZE & BIZON — FARINACCI & RADOICIC, 1964, La Ricerca Scientifica (Roma), rendiconti, vol. 7, n. 2, s. 2, p. 273, tav. 4, fig. 2.

Meyendorffina bathonica AUROUZE & BIZON — DELANCE, Rev. de Micropal., vol. 7, n. 3, p. 220, tav. 1, figg. 1-4.

Meyendorffina bathonica AUROUZE & BIZON — MAYNC, 1966, Geol. Survey of Israel, Bull. n. 40, pp. 1-56, tavv. 2, figg. 7-12.

Osservazioni. — La specie istituita da AUROUZE & BIZON (1958), è stata presa in esame recentemente da DELANCE (1964).

Nelle forme del M. Alpi il guscio all'incirca conico, inizia con uno stadio giovanile nel quale le camere, che succedono ad un proloculus sferico, prendono un avvolgimento planospiralato. Segue lo stadio adulto con camere discoidi, in disposizione uniseriale. Le camere dello stadio adulto sono divise perifericamente in loggette a mezzo di setti

verticali, radiali; all'interno è presente una zona con strutture in genere poco osservabili a causa del riempimento secondario di materiale scuro. Le loggette della zona marginale sono a disposizione alterna su piani successivi: esse mostrano sulla superficie erosa del guscio una sezione quadrangolare.

La zona interna è verosimilmente caratterizzata da tabule orizzontali, separanti tra loro le camere. Queste tabule sono collegate tra loro verticalmente da pilastri che formano nell'interno un fitto reticolo. Le tabule orizzontali corrispondono a piastre aperturali cribrate.

Le comunicazioni tra i vari elementi del guscio e tra questi e l'esterno si avrebbero in maniera analoga a quanto avviene in *Kilianina*. In *Meyendorffina* tuttavia sarebbero possibili comunicazioni tra camerette dello stesso piano. Inoltre le comunicazioni tra camerette alterne di piani successivi si realizzerebbero mediante aperture, in forma di pori, poste sul pavimento (e non sulle pareti laterali di ogni singola cameretta): si effettuerebbero insomma verticalmente e non in maniera obliqua come in *Kilianina*.

Le differenze tra *Kilianina* e *Meyendorffina* si hanno quindi: nel diverso tipo di avvolgimento assunto dalle camere dello stadio iniziale; nella diversa forma delle camerette periferiche e nel diverso andamento di alcune comunicazioni interne.

Anche in alcuni esemplari di *Meyendorffina bathonica* sono state osservate striature nella parete, simili a quelle descritte negli esemplari di *Kilianina blancheti*.

Distribuzione geografica e stratigrafica. — Le forme di Aurouze & Bizon (1958) provengono dal Bathoniano superiore (« zona a *Clydoniceras discus* ») della regione Seine - et - Oise. La specie è presente insieme a *Kilianina blancheti* nel Dogger delle Hautes Alpes, regione di Guillestre (Aurouze & Bizon, 1958). È stata ritrovata in seguito in varie località del bacino di Parigi, tanto in sondaggi che in affioramenti, al tetto del Giurassico medio (Aurouze & Bizon, 1956; Maubege, 1958; Maync, 1961). È stata inoltre osservata nei calcari di Mont Roland in livelli dotati come Bathoniano superiore per la presenza di *Eudesia multicostata.* È stata segnalata nel Bathoniano superiore di Bandol (Maync, 1961) e del Portogallo (Tintant, in Delance, 1964).

La presenza di *Meyendorffina bathonica* è stata rilevata da Sartoni & Crescenti (1962) in campioni provenienti dalla loro « zona a *Pfenderina salernitana* » riferita al Bathoniano superiore dell'Appennino me-

ridionale. De Castro (1963) ha constatato la presenza della specie nel Dogger dei Monti Aurunci. Farinacci & Radoicic (1964) hanno citato il ritrovamento della specie nella loro « sottozona a *Pfenderinidae* » della serie di Zeta-Skadar (Dinaridi esterne) e dei Monti Lepini (Appennino centro-occidentale), riferita al Dogger-Malm inferiore.

Delance (1964) ha rinvenuto la specie, insieme ad *Orbitammina elliptica,* nei calcari del « Comblanchien » del Bathoniano superiore affioranti a SO di Digione. Maync (1966) infine, ha accennato alla presenza di esemplari di questa specie nel Bathoniano superiore di Israele (serie di Heletz-Megba).

La specie appare quindi assai significativa dal punto di vista cronostratigrafico: essa indicherebbe il Bathoniano superiore.

Orbitammina elliptica (d'Archiac)

Orbicula elliptica — d'Archiac, 1843, Mém. Soc. Géol. France, vol. 5, n. 3, p. 375 (247), tav. 27, fig. 8.

Anomia elliptica (?) ed *Orbicula elliptica* d'Archiac — Piette, 1854-1855, Bull. Soc. Géol. France, vol. 12, pp. 1109-1113.

Orbitammina sp. — Berthelin, 1893, C. R. Som. Soc. Géol. France, p. LXXIII.

Spirocyclina casterasi — Bonte, 1941, Bull. Serv. Carte Géol. France, n. 205, vol. 42, p. 108 e 115.

Orbitammina elliptica (d'Archiac) — Bonte, 1944, Bull. Soc. Géol. France, s. 5, vol. 12, pp. 331-340, tav. 9, figg. 1-7, 3 figg. testo.

Orbitammina elliptica (d'Archiac) — Maync, 1961, Rev. de Micropal., vol. 4, n. 1, pp. 7-16, tavv. 2.

Orbitammina elliptica (d'Archiac) — Maync, 1966, Geol. Surv. of Israel Bull., n. 40, pp. 1-56, tav. 3, figg. 1-5.

Osservazioni. — Ascrivo a questa specie alcuni esemplari sezionati obliquamente rispetto all'asse di allungamento; l'attribuzione alla specie *Orbitammina elliptica* (d'Archiac) è stata possibile tenendo conto, oltre che delle strutture (in verità mai molto ben evidenti), delle dimensioni e dopo aver effettuato il confronto con gli esemplari illustrati da Maync (1961 e 1966).

Nelle sezioni sottili esaminate sono presenti però molti altri individui che riferisco con dubbio alla stessa specie. La determinazione specifica di questi esemplari appare in effetti molto incerta per i motivi che riferisco qui di seguito.

Gli esemplari osservati hanno dimensioni relativamente inferiori a quelle dei tipi della specie (nel neotipo il diametro massimo raggiunge i 22 mm e lo spessore oscilla tra 0,5 e 0,85 mm, mentre negli esemplari

del M. Alpi il diametro massimo può raggiungere in qualche caso i 3 mm circa e lo spessore misura al massimo 0,4 mm).

Nelle sezioni oblique rispetto al piano di massimo allargamento del guscio, solo eccezionalmente è possibile vedere (fig. 1 e 2 della tav. 8) tracce di setti secondari perpendicolari alle camere primarie: le camerette secondarie mostrano comunque una sezione più ampia che in *Orbitammina elliptica* (in quest'ultima il diametro delle loggette è di 0,06 mm). Non è mai osservabile d'altra parte la quadrettatura superficiale, derivante dalla intersezione dei setti primari con i secondari (con formazione di camerette periferiche a sezione rettangolare) che è tipicamente presente nelle sezioni trasversali o subparallele alla superficie esterna del guscio di *Orbitammina elliptica.*

Quest'ultimo fatto potrebbe invero essere forse spiegato con quanto è sostenuto da BONTE (1942). Questo autore, infatti, ritiene che in *O. elliptica* i setti secondari non sono continui: essi lo sarebbero in una zona superficiale (regolare) e sarebbero invece discontinui in una zona più profonda (irregolare). In vicinanza della superficie esterna, per di più, essi si arresterebbero, per un breve tratto, prima di aver raggiunto la muraglia, lasciando su ciascuna faccia (e al di sotto della muraglia stessa) un « canale superficiale », o « canale circolare », attraverso il quale sarebbero assicurate le comunicazioni tra le camerette di uno stesso giro. Questo canale sarebbe ben osservabile nelle sezioni oblique e sub-equatoriali (si vedano a questo proposito anche le figure della tavola 9 di BONTE, op. cit.): in queste sezioni il « canale » formerebbe archi più chiari, maggiormente visibili se il piano della sezione sfiora la superficie del guscio. Così: nella sezione sub-parallela (o quasi tangente) alla superficie esterna sarebbero ben distinguibili linee arcuate scure, corrispondenti alle tracce della muraglia, e bande chiare, corrispondenti ai canali: in questa zona le logge non dovrebbero apparire divise in loggette. I setti secondari apparirebbero ad una certa distanza dalle linee scure, quando il piano della sezione raggiunge una zona più profonda.

Secondo MAYNC (1961), d'altra parte, una zona molto ristretta, con logge non divise secondariamente (corrispondenti ai « canali circolari » di BONTE), si intercalerebbe tra la zona superficiale a logge regolarmente suddivise in loggette e la zona interna. Nelle sezioni trasversali oblique si può osservare pertanto una zona nella quale le camere non appaiono suddivise in loggette.

Ricordo che DE CASTRO (1964) ha attribuito, ugualmente con

dubbio, alla specie *Orbitammina elliptica* alcuni esemplari risultati identici a quelli da me osservati nei campioni del M. Alpi.

Gli individui da me dubitativamente riferiti alla specie *Orbitammina elliptica* hanno: guscio largo, compresso, forse reniforme, con stadio iniziale breve, ad avvolgimento trocospiralato, come si può vedere nelle sezioni figurate nelle tavole 8-13 (questo stadio non è stato finora osservato nei tipi noti di *O. elliptica*), e un secondo stadio a camere uniseriali, rapidamente crescenti in larghezza (donde l'aspetto a ventaglio del guscio) e ad altezza quasi costante.

Le strutture interne non risultano mai ben evidenti. Si può comunque ritenere che le camere dello stadio uniseriale perifericamente possono essere suddivise in camerette da setti secondari (zona marginale), mentre all'interno (zona centrale) avrebbero lo spazio centrale, delimitato dalle facce aperturali (date da lamine cribrate), riempito da pilastri (di forma e con andamento non ben definiti).

Dalle osservazioni condotte sembra di poter dedurre che le camerette di uno stesso giro non comunicano con l'esterno, esse appaiono in comunicazione tra di loro mediante aperture poste sui setti secondari; l'insieme di queste aperture formerebbe un canale continuo. Le stesse camerette comunicano tutte con la zona interna. Infine le comunicazioni tra una camera e l'altra e tra queste e l'esterno si realizzano attraverso le lamine cribrate (facce aperturali) sostenute, come si è detto, dai pilastri formatisi tra di esse.

In alcune sezioni gli stessi esemplari ricordano la specie *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN: il guscio di questa, nelle forme planospiralate, come si sa, resta più piccolo e si allarga con minor rapidità nel corso dell'accrescimento; inoltre ha camere non suddivise perifericamente in loggette da setti secondari. Essi comunque sembrano avvicinabili a specie di *Pfenderininae*.

Nell'impossibilità di estendere le osservazioni su individui riferibili con sicurezza alla specie *Orbitammina elliptica* e opportunamente sezionati non so se si possa credere all'esistenza di effettive analogie tra questa specie e specie di *Pfenderininae*.

L'attribuzione alla specie *O. elliptica* di alcune delle forme rinvenute nei campioni del M. Alpi resta comunque dubbia.

Distribuzione geografica e stratigrafica. — La specie *Orbitammina elliptica* appare strettamente limitata al Bathoniano superiore. Essa risulta in associazione con *Meyendorffina bathonica* Aurouze & Bizon (che però è maggiormente rappresentata) nei calcari della « zona a *Clydoniceras discus* » appunto del Bathoniano superiore (sondaggi nel bacino di Parigi, Aurouze & Bizon, 1957 e 1958).

Nei sondaggi effettuati in Normandia (Nouet, 1958) è stata rinvenuta esclusivamente alla sommità dei calcari del Bathoniano superiore (« zona a *Meyendorffina bathonica* »).

La presenza della specie citata (insieme a quella di *Meyendorffina bathonica*), è stata dimostrata anche nei calcari detritici del Bathoniano superiore delle Ardenne (Garrot, Lacassagne & Nouet, 1959).

Gli esemplari studiati da Bonte (1942) provengono da calcari a *Nerinea patella* di Signy-l'Abbaye e alcuni di quelli studiati da Maync (1961) dai calcari detritico-organogeni detti « calcari a *Rhynchonella decorata* »: in ambedue i casi si tratta di formazioni del Bathoniano superiore.

Orbitammina elliptica è stata segnalata in molte altre località del Dipartimento de l'Yonne e della regione a Ovest di Rougemont (Maubege, 1958).

La specie è stata inoltre rinvenuta nell'Oman in Arabia (Hudson & Chatton, 1959) e in Israele (Maync, 1966).

In Italia la specie è stata segnalata (con dubbio) nei Monti Lattari (Penisola Sorrentina, De Castro, 1964).

Pfenderina trochoidea Smout & Sugden

Pfenderina trochoidea — Smout & Sugden, 1962, Paleontology, vol. 4, n. 4, pp. 588-589, tav. 73, figg. 9-15 e 21; tav. 74, figg. 4-6; tav. 75, figg. 1-6, 1 fig. testo, E-H.

Pfenderina trochoidea Smout & Sugden — Sartoni & Crescenti, 1962, Giornale di Geologia (Bologna), p. 284, tav. 17, fig. 2; tav. 49, figg. 2 e 8.

Pfenderina trochoidea Smout & Sugden — Redmond, 1964, Micropaleontology, vol. 10, n. 2, pp. 256-267, tav. 1, figg. 19 e 27, 3 figg. testo.

Osservazioni. — Lo studio degli esemplari rinvenuti nei calcari del M. Alpi ha messo in evidenza una notevole variabilità interspecifica sia per quanto riguarda le dimensioni e soprattutto per quanto concerne l'avvolgimento del guscio (e quindi la forma delle camere).

Il guscio delle forme ascritte a questa specie, può mostrarsi infatti: tipicamente trocospiralato, con spirale bassa (a debole ricoprimento dor-

sale e notevole involuzione ventrale) o con spirale più alta (con guscio che tende in questo caso a diventare elicospiralato) oppure planospiralato.

Nelle forme a spirale allungata si è notato che l'avvolgimento rimane più serrato (la spirale restando più stretta) di quanto non avvenga nella specie *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER). È apparso tuttavia difficile distinguere gli individui appartenenti alla specie *P. trochoidea* da quelli probabilmente riferibili a *P. neocomiensis*: i caratteri specifici non sono così marcatamente differenziati da giustificare il riferimento ad una specie piuttosto che all'altra. La distinzione, che potrebbe forse essere possibile tra esemplari di *P. trochoidea,* con guscio quasi o del tutto planospiralato e esemplari di *P. neocomiensis* a guscio ad avvolgimento decisamente elicospiralato, non è certo possibile in molti esemplari presenti nelle mie sezioni sottili, che mostrano invece caratteri intermedi tra le due specie.

Del resto, gli stessi autori SMOUT & SUDGEN, dando la descrizione della specie *P. trochoidea* (1962, op. cit.), hanno osservato: « " *P. trochoidea* is identical with *P. neocomiensis* in all characteres which do not depend on the shape of spire and its measurements. " » (SMOUT & SUGDEN, op. cit., p. 588) e « " *P. trochoidea* is so similar to *P. neocomiensis* in all charactere not affected by the heliciod component of the coiling, that it is surprising that no intermediate specimens have been found " » (SMOUT & SUGDEN, op. cit., p. 589).

In alcune sezioni trasversali degli esemplari rinvenuti è stato possibile osservare le strutture interne dei gusci. In questi sono sempre distinguibili una zona marginale ed un'altra centrale. Perifericamente, le camere si mostrano indivise e vuote, mentre all'interno (dove le facce aperturali assumono l'aspetto di piastre cribrate) esse appaiono riempite da materiale secondario, scuro, micrograntulare.

In effetti negli esemplari meglio conservati, la zona centrale appare in certo modo spugnosa: i pilastri, forse lamelliformi e ad andamento labirintico, posti tra le facce aperturali, intersecandosi tra loro, lasciano piccoli spazi, che non sono stati completamente riempiti dal materiale secondario.

Nelle stesse sezioni sono sempre ben osservabili le perforazioni delle facce aperturali e, alcune volte, le tracce del foramen intercamerale.

Noto che in alcuni individui, particolarmente ben conservati, la parete delle camere risulta simile a quella già descritta per *Kilianina blancheti* PFENDER, *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIRON, e osservabile anche in *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI.

Distribuzione stratigrafica e geografica. — Questa specie è stata rinvenuta da Smout & Sugden (1961) nel Bathoniano del Medio Oriente (membro Uwainat della formazione Araej) e nell'Oxordiano-Calloviano della formazione Haimand. In ambedue i casi la specie risulta associata a *P. neocomiensis* (Pfender) e presente in livelli cronostratigraficamente sottostanti a quelli con *Kurnubia* sp.

Esemplari di questa specie sono stati inoltre rinvenuti (Smout & Sugden, 1961) nel Bathoniano della Formazione Muhaiwir (Irak) e nei gruppi « *e* » ed « *f* » del « Lower Musadan Limestone » di Jebel Hagah (Oman), pure riferiti al Bathoniano.

Sartoni & Crescenti (1962) hanno ritrovato la specie nei livelli della « cenozona a *Pfenderina salernitana* » dell'Appennino meridionale, riferita al Bathoniano. Redmond (1964) ha osservato la specie in campioni del membro basale della formazione Dhruma (Arabia Saudita) riferita al Bathoniano.

Pfenderina salernitana Sartoni & Crescenti

Pfenderina salernitana — Sartoni & Crescenti, 1962, Giornale di Geologia (Bologna), pp. 280-282, tav. 17, figg. 2; tav. 4, fig. 2.
Pfenderina salernitana Sartoni & Crescenti — De Castro, 1963, Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. 71, pp. 16-18, tav. 3, figg. 1-2; tav. 4, fig. 2.
Pfenderina salernitana Sartoni & Crescenti — Maync, 1966, Geol. Survey of Israel Bull., n. 40, pp. 1-56, tav. 4, figg. 8-9.

Osservazioni. — Questa specie è abbondantemente rappresentata. Gli esemplari appaiono abbastanza tipici, con guscio conico allungato e con camere numerose avvolte secondo una spirale elicoidale di 3-4 giri, rapidamente crescenti in altezza (il guscio assume nel complesso una forma a cavatappi).

Nelle sezioni assiali appaiono visibili, sui lati, gli spazi vuoti delle camere (che come si sa rimangono indivise alla periferia) e, nella parte più interna, la zona centrale, a guisa di columella (non rettilinea ma ritorta secondo l'andamento della spira elicoidale) generalmente molto scura, a causa del materiale secondario di riempimento.

In alcune sezioni di individui particolarmente ben conservati, la zona interna risulta costituita dalla successione assiale delle parti più interne delle camere, con le relative facce aperturali (in forma di piastre cribrate) e con i relativi « ammassi » di pilastri (forse lamelliformi e ad andamento labirintico) che delimitano tra loro piccoli vacuoli.

La specie risulta distinguibile dalle altre conosciute (*P. neocomiensis* e *P. trochoidea*) solo per avere il guscio più allungato con avvolgimento a spirale elicoidale a giri rapidamente crescenti.

Fo presente che anche la parete dei gusci di *Pfenderina salernitana* mostra una fine striatura perpendicolare alla sua superficie, forse derivata dalla presenza di pori riempiti secondariamente da calcite cristallina (la stessa struttura è presente, come ho segnalato, in *Kilianina blancheti, Meyendorffina bathonica, Pfenderina trochoidea*).

Distribuzione geografica e stratigrafica. — La specie è stata definita su esemplari rinvenuti in campioni della « cenozona a *Pfenderina salernitana* (riferita al Bathoniano superiore), provenienti da località dello Appennino meridionale (Monte Monaco di Gioia, La Pizzuta, Camposauro, ecc.).

De Castro (1963) ha rinvenuto la specie in livelli del Bathoniano dei Monti Aurunci. La stessa specie è stata segnalata da Maync (1966) nel Bathoniano superiore di Israele.

Pseudocyclammina lituus (Yokoyama)

Cyclammina lituus — Yokoyama, 1890, Denkschr. Kais. Akad. Wiss. Math-Naturw. Cl., Wien, vol. 57, p. 26, tav. 5, fig. 7.

Choffatella cyclamminoides — Silvestri, 1925, Beitr. Geol. & Pal. Sumatra, Verh. Mijnbouwk. Gen. Neerl. en Kol. Geol. Ser., pt. VIII, n. 9, p. 450-452, tav. I, fig. 1-3.

Cyclammina (Choffatella) silvestrii — Tobler, 1926, Ecl. Geol. Helv., vol. 19, p. 718.

Pseudocyclammina lituus (Yokoyama) — Yabe & Hanzawa, 1926, Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. ser. 2 (Geol.), vol. 9, n. 1, p. 910, tav. 11, figg. 3-8.

Pseudocyclammina cyclamminoides (Silvestri) — Yabe & Hanzawa, 1926, Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. Sendai, ser. 2 (Geol.), vol. 9, n. 1, pp. 10, tav. 2, figg. 8-9.

Pseudocyclammina aff. lituus (Yokoyama) — Leupold & Maync, 1935, Ecl. Geol. Helv., vol. 28, n. 1, pp. 129-133, 1 fig. testo.

Pseudocyclammina lituus (Yokoyama) — Maync, 1938. Ecl. Geol. Helv., vol. 31, n. 1, pp. 57-59, tav. 1, figg. 1-2; tav. 4, figg. 1-6.

Pseudocyclammina lituus (Yokoyama) — Yabe & Hanzawa, Bull. Soc. Geol. France, vol. 8, sér. 5, pp. 232-234, tav. 8, figg. 1-5.

Pseudocyclammina lituus (Yokoyama) — Henson, 1948, *Larger imperforate* ecc., Brit. Mus. Nat. Hist., p. 5, tav. 8, fig. 7.

Pseudocyclammina aff. lituus (Yokoyama) — Henson, 1948, ibid., p. 16, tav. 8, figg. 4-10.

Pseudocyclammina bukowiensis — Cushman & Glazewski, 1949, Contrib. Cush. Lab. For. Rev., vol. 25, n. 1, p. 5, tav. 2, figg. 1-2.

Pseudocyclammina lituus (Yokoyama) — Maync, 1952, Contr. Cush. Found. For. Res., vol. 3, tav. 2, p. 48; tav. 12, figg. 1-2.

Pseudocyclammina aff. lituus (YOKOYAMA) — DUFAURE, 1958, Rev. Micropal., vol. 1, n. 2, tav. 2, fig. 1.
Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA) — DUFAURE, 1958, ibid., tav. 2, figg. 2-3.
Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA) — MAYNC, 1959, Rev. Micropal., vol. 1, n. 4, tav. 2, figg. 15-16.
Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA) — MAYNC, 1959, Rev. Micropal., vol. 3, n. 1; tav. 1, fig. 11.

Osservazioni. — Le forme rinvenute nei calcari grigi del M. Alpi sono di piccola taglia. Come ha osservato MAYNC (1959), le forme di piccole dimensioni raramente si rinvengono in popolazioni del Giurassico superiore, mentre costituiscono la quasi totalità degli individui della specie presenti nelle associazioni del Giurassico medio (Dogger a *Mytilus* delle Prealpi Svizzere, Bathoniano della Francia meridionale). MAYNC ha dato a queste forme la denominazione speciale di « forma α » senza per questo voler creare una specie o una sottospecie nuova.

Gli individui di « forma α », a causa della loro piccola taglia possono apparire, in qualche caso, simili a quelli di *Pseudocyclammina jaccardi* MAYNC. È possibile comunque mettere in evidenza i caratteri che distinguono le due specie: in *Pseudocyclammina lituus*, infatti, non si può mai osservare (come in *P. jaccardi*) un avvolgimento operculiniforme, a spira rapida; inoltre i giri restano bassi e aumentano in altezza solo nello stadio adulto; infine la struttura interna della specie *P. lituus* appare più grossolana; i setti e la parete hanno notevole spessore e le logge dell'ultimo giro sono poco numerose (al massimo, 10).

Distribuzione geografica e stratigrafica. — L'olotipo di *Pseudocyclammina lituus* fu rinvenuto nel 1890 nella parte superiore del Calcare di Torinosu (Giappone), datata come Kimmerdgiano inferiore (fauna a *Lithacoceras, Aulacosphinctoides, Ataxioceras, Balanocidaris, Glandaria, Cladocoropsis*).

La specie fu poi trovata in alcuni calcari attribuiti al Giurassico superiore-Cretaceo inferiore di Sumatra (SILVESTRI, 1925).

La presenza in località alpine del genere *Pseudocyclammina* fu segnalata solo 25 anni più tardi (LEUPOLD & MAYNC, 1935).

Da allora, la specie *P. lituus* è stata ritrovata con una certa frequenza nel Kimmeridgiano, nel Portlandiano, e nello Infravalangiano delle Alpi autoctone, delle falde elvetiche e delle Prealpi (MAYNC, 1938).

In Francia, la specie è stata segnalata per la prima volta nel Valangiano provenzale (PFENDER, 1938).

P. lituus è oggi nota in un gran numero di località (Giura svizzero, Francia, Penisola Iberica, Alpi svizzere e tirolesi, Polonia, Turchia, Irak, Arabia, Iran, Algeria e infine, Cuba e Trinidad): ha insomma una vasta distribuzione nel dominio della Tetide.

Per quanto riguarda la sua distribuzione stratigrafica, *Pseudocyclammina lituus* è stata riconosciuta nel Kimmeridgiano-Portlandiano (Giappone, Turchia, Polonia, Alpi, Francia, Cuba), nel Purbeckiano (Francia) e negli strati di passaggio dal Giurassico superiore al Cretaceo inferiore (Alpi svizzere, Francia).

La specie è comune anche nei giacimenti del Cretaceo inferiore (Berrisiano, Valanginiano), in Svizzera, Francia, Turchia, Algeria, Irak, Iran, Arabia, ecc.: caratterizza dunque l'intervallo Bathoniano-Neocomiano e certamente non può essere considerata come marker stratigrafico.

Come ho accennato, la specie nella sua forma α è stata rinvenuta nel Dogger prealpino a *Mytilus*. La stessa forma è stata ritrovata nel Bathoniano di « La Pierre Blanche », nei pressi di Sonceboz nel Giura bernese (Collezione di P. Epple di Berna). Essa è stata inoltre osservata ancora nel sondaggio La Clape, presso Narbonne, in calcari attribuiti al Giurassico medio, stratigraficamente sottostanti a calcari a *Pseudocyclammina jaccardi* del Kimmeridgiano. Infine, è stata ritrovata in giacimenti del Bathoniano-Calloviano di Alvados in Portogallo (vedi Maync, 1959).

Photopeneroplis striata Weynschenk

Protopeneroplis striata — Weynschenk, 1950, Schlernschriften Univ. Insbrusk, vol. 83, pp. 17-19, tav. 2, figg. 12-14.

Ventrolamina cribrans — Weynschenk, 1950, ibid., pp. 17-19, tav. 3, figg. 22-25, figg. 2-4 nel testo.

Protopeneroplis striata Weynschenk — Weynschenk, 1956, Micropal., vol. 2, p. 286, tav. 1, figg. 11-13.

Ventrolamina cribrans Weynschenk — Weynschenk, 1956, ibid., p. 286, tav. 1, figg. 14-17.

Ventrolamina cribrans Weynschenk — Dessauvagie, 1963, p. 74.

Protopeneroplis striata Weynschenk — Farinacci, 1964, Geologica Romana, p. 44, figg. 1-5.

Osservazioni. — Risulta definitivamente accertata la sinonimia tra *Ventrolamina cribrans* e *Protopeneroplis striata*. La posizione sistematica della specie, date le caratteristiche strutturali e morfologiche riscontrate in *Protopeneroplis striata*, appare confermata: la specie viene inclusa nella famiglia *Lagenidae* e non nella famiglia *Peneroplidae* (vedi in proposito anche Loeblich & Tappan, 1965).

Distribuzione geografica e stratigrafica. — La specie è stata segnalata da WEYNSCHENK (1950) nel Dogger medio-superiore e nel Malm del Tiriolo. È stata successivamente rinvenuta nel Dogger-Malm di Israele (REISS, 1958); nell'Oxfordiano superiore e nel Kimmeridgiano inferiore dell'Aquitania orientale (DUFAURE, 1958); nella parte basale del Giurassico superiore dell'Appennino (RAFFI & FORTI, 1959); nel Dogger superiore-Malm inferiore della Turchia (DESSAUVAGE, 1963); nel Giurassico medio delle Dinaridi e del Montenegro (RADOICIC, 1963); nel Dogger del Trentino (FERRARI, 1960-1961); nel Giura s.l. di Pignola (Lucania) (LUPERTO, 1961); nel Dogger superiore-Malm inferiore del Lazio meridionale (FARINACCI, 1965); nel Dogger superiore-Malm inferiore della Marsica nord-orientale (COLACICCH), 1964); nel Dogger superiore - Malm inferiore della piana di Zeta-Skadar (Jugoslavia) e dei Monti Itri (FARINACCI & RADOICIC, 1964). Recentemente (LUPERTO SINNI, 1966) la specie è stata rinvenuta nei calcari di S. Fele (Lucania) attribuiti al Dogger superiore - Malm inferiore.

NAUTILOCULINA OOLITHICA Mohler

Nautiloculina oolithica — MOHLER, 1938, Schweiz. Paleont. Gesell. Abhandl., vol. 60, pp. 1-58, tavv. 4, 10 figg. testo.

Distribuzione geografica e stratigrafica. — La specie è conosciuta nel Giurassico (Rauraciano-Sequaniano) dell'Europa.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Lo studio microscopico dei campioni esaminati ha permesso di osservare un'associazione microfaunistica molto interessante per la cronostratigrafia e importante dal punto di vista paleontologico.

Tale associazione, per la presenza di alcune specie di indiscusso valore cronostratigrafico, rende possibile l'attribuzione del livello studiato al Bathoniano superiore. Essa è apparsa fra l'altro assai più completa (e quindi più interessante) di quelle del Bathoniano-superiore finora osservate. Le forme presenti nei miei campioni, pur note nella letteratura micropaleontologica, in passato erano state rinvenute isolatamente o al più associate in gruppi di poche specie.

Il contenuto microfaunistico dei campioni ora studiati è risultato insomma costituito da numerose specie, tra le quali indico le più interessanti:

Kilianina blancheti PFENDER, *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, *Orbitammina ellipitca* (d'ARCHIAC), *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN, forme di passaggio del gruppo *Pfenderina trochoidea-P. neocomiensis-P. salernitana, Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) (forma α, secondo MAYNC) *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER, *Trocholina* sp.

Dagli studi risulta finora che *Kilianina blancheti, Meyendorffina bathonica* e *Orbitammina elliptica,* ritenute strettamente limitate al Bathoniano superiore, risultano associate nei sedimenti di questa età delle Hautes Alpes (la località tipo), dei Monti Lattari (Appennino meridionale) e di Israele. Pertanto l'associazione costituita da tali forme può considerarsi abbastanza significativa al fine dell'attribuzione delle rocce che la contengono al Bathoniano superiore. Da quanto si deduce dallo studio dei campioni del M. Alpi, però, l'associazione più numerosa comprende anche: *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN (con tutte le forme di passaggio tra le due specie e tra queste e la specie *P. neocomiensis*), *Pseudocyclammina lituus* (con la sua forma α) e *Protopeneropils striata* (ed altre, pure presenti nei campioni del M. Alpi, ma di minor importanza cronostratigrafica).

Per quanto riguarda la distribuzione stratigrafica di queste ultime forme si sa che *Pfenderina salernitana* risulta presente solo in livelli riferibili al Bathoniano superiore (« cenozona a *Pfenderina salernitana* »), mentre la specie *Pfenderina trochoidea* ha forse una distribuzione verticale un po' più ampia (che però non oltrepasserebbe il Bathoniano); uguale distribuzione avrebbe la forma α di *Pseudocyclammina lituus; Protopeneroplis striata* sarebbe diffusa nell'intervallo Dogger superiore-Malm inferiore.

Si può rilevare che nelle stesse sezioni gli esemplari delle specie determinate sono risultati presenti in notevole abbondanza e sempre in ottimo stato di conservazione: per questo è stato possibile condurre alcune osservazioni utili al fine di una migliore interpretazione delle loro strutture.

Dall'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari.

BIBLIOGRAFIA

AGIP MINERARIA, 1959. *Microfacies italiane* (dal Carbonifero al Miocene medio). pp. 35, tavv. 145, figg. 2 testo. San Donato Milanese.

ARCHIAC d'A., 1843. *Description géologique du Département de l'Aisne.* Mem. Soc. Géol. Fr., **5** (2ª parte), pp. 129-420, tavv. 21-31, tab. 4. Parigi.

AUROUZE G., BELLON J. J., BIZON J. J. & JOURNEL C., 1956. *Sur la presence du genre Kilianina dans le Basin de Paris.* Bull. Soc. Géol. Fr., **6**, pp. 221-225, tav. 10. Parigi.

AUROUZE G. & BIZON J. J., 1957. *Sur le genre Kilianina du Bathonien supérieur du Basin de Paris.* C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., **6**, n. 7, pp. 285-286. Parigi.

AUROUZE G. & BIZON J. J., 1958. *Rapports et différences de deux generes de Foraminiféres Kilianina* (PFENDER) *et Meyendorffina n.g.*, Rev. de Micropal., **1**, n. 2, pp. 67-74. Parigi.

BERTHELIN G., 1893. *Comunication sur Orbiculina elliptica d'Archiac du Bathonien supérieur de l'Aisne et des Ardennes.* C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. LXXIII. Parigi.

BLANCHET F., 1936. *Etude géologique de Montagnes d'Escreines.* Trav. Lab. Geol. Ubiv. Grenoble, **19**, pp. 1-178. Grenoble.

BONTE A., 1941. *Contribution à l'ètude du Jurassique de la bordure septentrionale*

BONTE A., 1941. *Contribution à l'étude du Jurassique dela bordure septentrionale du Bassin de Paris.* Thése Fac. Sc. Univ. de Monpellier.

BONTE A., 1944. *Orbitammina elliptica d'Arch., Foraminifères de grande taille du Bathonien supérieur de l'Aisne et des Ardennes.* Soc. Géol. Fr., ser. 5, **12**, pp. 329-350, tavv. 9. Parigi.

BOUCHÈ P., FOLLOT J., PAGEZY J. M. & HEMBERGER J. Ch., 1960. *Gisement de Saint-Martin-de-Bossenay.* Rev. Inst. Fr. Pétrol., **15**, n. 6. Parigi.

BOURROUILH R. & MOULLADE M., 1963. *Etude stratigraphique et micropaléontologique d'une série Jurassique de l'Jle de Minorque, Baleares* (*Espagne*). Bull. Soc. Géol. Fr., **7**, ser. 5, pp. 375-382, pl. 16. Parigi.

BRONNIMANN P., 1955. *Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba.* Micropaleontology, **1**, n. 1, pp. 28-51. New York.

CASTERAS M., CUVILLIER G., ARNOULD N., BUROLLET P. F., CLAVIER B. & DUFAURE Ph., 1957. *Sur la présence du Giurassique supérieur et du Néocomien dans les Pyrénées orientales et centrales françaises.* Bull. Soc. Inst. Nat. Toulouse, **92**, pp. 297-335, tavv. 1-14. Tolosa.

COLACICCHI R., 1964. *La facies di transizione della Marsica nord-orientale*: *Serie della Serra Sparvera e della Rocca di Chiaiano.* Geologica Romana, **5**, pp. 93-124, figg. 17 testo, tavv. 2. Roma.

Cushman J. A., 1948. *Foraminifera their classification and economuc use.* pp. 1-605, pl. 1-55; Haward Univ. Press. Combridge.

Cushman J. A. & Glazewski K., 1949. *Upper Jurassic Foraminifera from the Niznviow limestone of Podole, Poland.* Contr. Cush. Found. Foram. Res., **25**, pt. 1[a], New York.

Cuvillier J. & Debourle A., 1954. *Découverte du Jurassique terminal et du Néocomien en Aquitaine occidentale et méridionale.* C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., n. 4, Parigi.

Cuvillier J., 1955. *Coupe stratigraphique dans le Neocomien et le Jurassique supérieur de Lacq* (forage 104). Rev. Inst. Fr. Petrol., **10**, n. 5, Parigi.

Cuvillier J., 1956. *Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine.* pp. 33, tav. 90, fig. 1 testo. Ed. J. Brill. Leiden.

Dain L. G., 1951. *Nouveaux genres et espéces de Foraminifère. Microfaune de l'U.R.S.S.* Recueil IX, **115**. Leningrado.

Davies L. M., 1939. *An early Dichtyconus and the genus Orbitoina: their contemporaneity, structural distinction and respective natural allies.* Trans. Roy. Soc. Edimburgo. **59**, pp. 773-790, tavv. 1 e 2.

De Castro P., 1962. *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro.* Boll. Sac. Nat. in Napoli, **71**, pp. 34, fig. 5, tav. 19. Napoli.

De Castro P., 1963. *Sulla presenza del Giura* (*Dogger e Malm*) *nei Monti Aurunci.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 16-19, tavv. 1-4. Napoli.

De Castro P., 1964. *Kilianina Pfender ed Orbitammina Berthelin* (*?*) (*Foraminifera*) *nella zona a Pfenderina* (*Bathoniano*) *dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, pp. 93-95, tav. 1. Napoli.

Delance J. H., 1961. *Levé géologique de la région de Quémigny-Poisot.* Diplôme d'Et. Sup., n. 38, Faculté des Sc. de Dijon. Digione.

Donze P., 1958. *Les couches de passage de Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la « Fosse vocontienne »* (*Massifs subalpins septentrionaux, Ardeche, Grands-Causes, Provence, Aples Maritimes*). Thése inedite. Faculté de Sc. de l'Univ. de Lyon.

Douglass R. C., 1960. *Revision of the Family Orbitolinidae.* Micropaleontology, **6**, n. 3, pp. 249-270, tavv. 1-6, figg. 1-3. New York.

Douglass R. C., 1960. *The Foraminiferal genus Orbitolina in North America.* U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., **333**, pp. 1-51, pl. 17, fig. 32 testo. Washington.

Dufaure P., 1958. *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaleontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence.* Rev. Micropal., **1**, n. 4, pp. 200-216, figg. 3, tav. 1. Parigi.

ENAY R., 1958. *Précisions stratigraphiques sur le Jurassique supérieur de l'Ile-Cremien (Jura méridional tabulaire)*. C. R. Accad. Sc. Parigi, **247**, pp. 2164-2165. Parigi.

FARINACCI A., 1964. *Sulla posizione sistematica e stratigrafica di Protopeneroplés striata Weynschenk, 1950 (Foraminifera)*. Geologica Romana, **3**, pp. 41-48, figg. 5 testo. Roma.

FARINACCI A. & RADOICIC R., 1964. *Correlazione tra serie giurese e cretacee dello Appennino centrale e delle Dinaridi estenre*. La Ricerca Scientifica, anno 34, **7**, n. 2, ser. 2, pp. 269-284, ravv. 1-15, figg. 4 testo. Roma.

FOURY G. & VICENT E., 1967. *Morphologie et repartition stratigraphiques du genre Kilianina Pfender*. Ecl. Geol. Helv., **60**, pp. 33-45, tavv. 1-2 e 6 figg. testo. Basel.

GALLOWAY J. J., 1933. *A manual of Foraminifera*. pp. 433, pl. 42, Principia Press. Bloomington, Indiana.

GARROT H., LACASSAGNE R. & NOUET G., 1959. *Caractéres microstratigraphique du Dogger des Ardennes et liaisons avec certains sondage de Normandie*. Rev. Micropal., **1**, n. 4, pp. 200-216, figg. 3, tav. 1. Parigi.

GLAESSNER M. F., 1945. *Principles of Micropaleontology*. pp. 296, pl. 1-14, figg. 1-64, tabb. E. Univ. Press. Melbourne.

HANZAWA Sh., 1947. *Notes on some species of Pseudocyclammina from Sumatra*. Jap. Journ. Geol. et Geogr., **20**, n. 2-4. Tokio.

HENSON F. R. S., 1948. *Larger imperforate Foraminifera of South-Western Asia*. Brit. Mus. Nat. Hist., pp. 1-127, tavv. 1-16. Londra.

HOVELACQUE M. & KILIAN W., 1900. *Album de Microphotographies de roches sédimentaires*. pl. 1-69. Ed. Gauthier-Villars. Parigi.

HOTTINGEN, 1967. *Foraminifère imperforés du Mesozoique marocaine*. Not. et Mem. du Serv. Geol., n. 209. Ed. du Serv. Geol. du Maroc. Rabat.
Lovcenipora (Cladoporopsisı und clypeina im alpinen Fasiegebiet. Ecl. Geol.

HUDSON R. G. S., 1954. *Jurassic Stromatoporoids from Southern Arabia*. Notes et Mém. sur le Moyen-Orient., **5**, pp. 208-211, pl. 6-8.

HUDSON R. G. S., 1955. *Sequanian Stromatoporoids from South west Arabia*. Ibid. **6**, pp. 225-241, pl. 22-25.

HUDSON R. G. S., 1958. *The Upper Jurassic Faunas of Southern Israel*. Geol. Mag., **95**, pp. 415-425.

HUDSON R. G. S. & CHATTON M., 1959. *The Musandam Limostone (Jurassic to Lower Cretaceousı of Oman, Arabia*. Notes et Mém. sur le Moyen-Orient., **7**, pp. 69-93.

KOECHLIN E., 1942. *Pseudocyclammina virguliana n.sp. aus den Virgula-Mergeln des Berner Jura*. Ecl. Geol. Helv., **35**, n. 2. Basel.

Leupold W. & Bigler H., 1935. *Coscinoconus, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkeide Gesteinen der Helvetischen zone der Alpen.* Ecl. Geol. Helv., **28**, n. 2, pp. 606-624, tav. 1. Basel.

Leupold W. & Maync V., 1935. *Das Auftreten von Choffatella, Pseudocyclammina, Lovcenipora (Cladoporopsis) und Glypeina im alpinen Fasiegebiet.* Ecl. Geol. Helv., **28**, n. 1, pp. 129-139. Basel.

Loeblich A. R. & Tappan H., 1964. Protista in: Moore R. C. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part. C.*, **1** e **2**, pp. 1-900, figg. 653. Kansas University Press.

Luperto E., 1961. *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza).* Palacontographia Italica, **57** (1962), n.s., **27**, pp. 1-9, tavv. 1-5, fig. 1 testo. Pisa.

Luperto Sinni E., 1966. *Segnalazione di microfaune mesozoiche nei calcari dei dintorni di Vetri di Potenza (Lucania).* Boll. Soc. Naturalisti Napoli, **25**, pp. 105-120, tavv. 7. Napoli.

Luperto Sinni E., 1966. *Presenza di Foraminiferi giurassici nei Calcari con selce di S.Fele.* Boll. Soc. Geol. It., **85**, 275-285, 7 figg. Roma.

Maync W., 1938. *Die Grenzschicten von Jura und Kreide in der Titliskette.* Ecl. Geol. Helv., **31**, n. 1, pp. 21-70. Basel.

Maync W., 1952. *Critical taxonomic study and nomenclatural revision of the Lituolidae based upon the prototype of the family, Lituola nautiloidea Yamark 1804.* Contr. Cush. Found. Foram. Res., **3**, n. 2, pp. 35-56, tavv. 9-12. New York.

Maync W., 1956. *Foraminiferal Key biozones in the Lower Cretaceous of the Western Hemisphere and the Tethys province.* XX Congr. Géol. Internat., Mexique, Symposium du Crétacé. Città del Messico.

Maync W., 1958. *Note sur Pseudocyclammina jaccardi et sa synomymie.* Rev. Micropal., **1**, n. 1, pp. 9-16. Parigi.

Maync W., 1959. *The foraminiferal genus Sirocyclina and Iberina.* Micropaleontology, **5**, n. 1, pp. 33-68, tavv. 1-8, fig. 3 testo. New York.

Maync W., 1959. *Bemerkungen zur Systematik der Lituolide.* Pal. Zeit. schr., **33**, n. 4.

Maync W., 1959. *Arenaceous Foraminifera from the Liassic Limestone section of Monte Baldo, east of Lago di Garda, Italy.* Riv. Ital. Pal. e Stratigr., **65**, n. 4, pp. 367-374, tavv. 21-24. Milano.

Maync W., 1960. *Morphology and occurence of the foraminiferal genus Orbitopsella.* Riv. Ital. Pal. e Stratigr., **66**, n. 4, pp. 491-524, tavv. 44-49, figg. 4 testo. Milano.

Maync W., 1960. *Biocaractéres et analyse morphométrique des espéces jurassiques du genre Psedocyclammina (Foraminifère). I° Pseudocyclammina jaccardi* (Schrodt). Rev. Micropal., **3**, n. 2, pp. 103-118, pl. 1-2, fig. 1-8 testo. Parigi.

Maync W., 1961. *Note sur le genre Orbitammina (foraminifère) et sa repartition stratigraphique.* Rev. de Micropal., **4**, n. 1, pp. 7-16, fig. 1, tavv. 2. Parigi.

Maubege P. L., 1952. *Existence d'une importante lacune stratigraphique de vaste extensione géographique dans le Jurassique moyen Haut-Marnais.* C. R. Acad. Sc., **235**.

Maubege P. L., 1954. *A propos du Jurassique moyen Lorrain: Une défense de la paléontologie stratigraphique.* Bull. Soc. Sci. Nancy.

Maubege P. L., 1955. *La base du Bajocien supérieur sur le plateau de Langres (Feuille de Châtillon). C. R. Somm.* Soc. Géol. Fr., n. 13. Parigi.

Maubege P. L., 1957. *Dogger, Kilianines et questions connexes dans la moitié orientale du bassin de Paris.* Bull. Soc. Sci. Nancy, n. 3. Nancy.

Maubege P. L., 1958. *Une leur dans l'affaire du Dogger.* C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., n. 15, pp. 377-381. Parigi.

Maubege P. L., 1958. *La base du Jurassique moyen entre les vallées de l'Armaçon et de la Laigues, avec quelques remarques sur les régions voisines.* Bull. Soc. Sci. Nancy, n. 3. Nancy.

Mohler W., 1938. *Mikropalaontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Jura formation.* Schweiz. Palaeont. Gesell. Abhandl., **60**, pp. 1-53, tavv. 1-4, figg. 10 testo. Vienna.

Moullade M., 1965. *Contribution au problème de la classification des Orbitolinidae (Foraminiferida, Lituolacea).* C. R. Acad. Sc., Paris, **260**, pp. 4031-4034. Parigi.

Munier-Chalmas E., 1902. *Sur les Foraminifères rapportés au groupe des Orbitolites,* Bull. Soc. Géol. Fr., s. 4, **2**, pp. 351-353. Parigi.

Murat R. & Scolari G., 1956. *Présence et répartition stratigraphique de Pfenderina neocomiensis (Trochamminidae) dans le Jura et l'Autochtone alpin.* Arch. Sci., **9**, fasc. 1, pp. 97-101, pl. 1, Ginevra.

Nduet G., 1958. *Caractère stratigraphiques et micropaléontologiques du Bathonien, de la basse Normandie au Boulonnais.* Rev. de Micropal., **1**, n. 1, pp. 17-21, tavv. 2. Parigi.

Oberhauser R., 1956. *Neue mesozoische Foraminiferen aus der Türken.* Mitt. Geol. Gesell. Wien. (R. V. Klebelsberg-Festschrift), **48**, pp. 193-200, tav. 1. Vienna.

Pfender J., 1933. *Sur un foraminifère nouveau du Bathonien des Montagnes d'Ecreines (Hautes-Alpes), Kilianina blancheti nov. gen., nov. sp.* Ann. Univ. Grenoble, n.s., Sect. Sc. e Med., **10**, n. 1-2, pp. 243-252, tavv. 3. Grenoble.

Pfender J., 1938. *Les Foraminifères du Valanginien provençal.* Bull. Soc. Géol. Fr., s. 5, **8**, pp. 231-242, pl. 13-16. Parigi.

Piette E., 1855. *Observations sur les inférieurs du terrain jurassique dans les départements des Ardennes et de l'Aisne.* Bull. Soc. Géol. Fr., **2**, (1854-1855), pp. 1109-1113. Parigi.

POKORNY V., 1958. *Grundzüge der Zoologischen Mikropaläontologie*, **1**, pp. 582, figg. 549 nel testo. Berlino.

RAFFI G. & FORTI A., 1959. *Micropaleontological and stratigraphical investigations in « Montagna del Morrone » (Abruzzi-Italy)*. Rev. de Micropal., **2**, pp. 2-20, tavv. 2. Parigi.

REDMOND, 1964. *The Foraminiferal Family Pfenderinidae in the Jurassique of Saudi Arabia*. Micropaleontology, **10**, n. 2, pp. 251-263. New York.

ROD E., 1937. *Stratigraphie des Malm der Grausto pockutstock Gruppe*. Thése inedite de l'Université de Berne.

SARTONI S. & CRESCENTI U., 1962. *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale*. Gior. Geol., s. 2, **29**, pp. 161-302, 1 tab., 42 tavv. Bologna.

SCHMIDT G., 1955. *Stratigraphie und Microfauna des mittleren Malm im nordwestdeutschen Bargland*. Abh. Senck. naturf. Ges., **491**.

SCHRODT F., 1894. *Das Vorkommen der Foraminiferen Gattung Cyclammina im oberen Jura*. Zeitschr. Deutschgeol. Ges., **45**.

SCHUBERT R. J., 1907. *Beiträge zu einer natürlicheren Systematik der Foraminiferen*. Neues Jahrb. Min. Geol. Palaeont., **25**, pp. 232-600. Stuttgart.

SIGAL J., 1952. *Ordre der foraminiferes; in Piveteau J. Traitè de Paléontologie*. pp. 133-301, E. Masson. Parigi.

SILVESTRI A., 1925. *Sur quelques foraminifères et pseudoforaminifères de Sumatra*. Beitr. Geol. und Pal. Sumatra, n. 9.

SMOUT A. H. & SUGDEN W., 1962. *New information on the Foraminiferal Genus Pfenderina*. Palaontology, **4**, n. 4, pp. 581-591, tavv. 73-76.

TINTANT H. & JOLY J., 1955. *Observations sur la stratigraphie du Bathonien en Côte-d'Or*. Bull. Sc. Bourgogne, t. XV, pp. 25-28 (1954).

TINTANT H., 1958. *Le Callovien du versant méditeranéen de la Côte-d'Or*. C. R. Acad. Sc. Paris, **246**, pp. 1717-1720. Parigi.

TINTANT H., 1958 b. *Sur la stratigraphie de l'Oxfordien supérieur aux environs de Dijon (Côte d'Or.)*. C. R. Acad. Sci. Paris., **246**, pp. 2504-2667. Parigi.

TINTANT H., 1962. *Sur la présence du genre Ringsteadia et la limite Oxfordien-Kimmeridgien en Côte d'Or*. Bull. Scientif. Bourgogne, **21**, pp. 119-121. Bourgogne.

WEYNSCHENK R., 1950. *Die Jura-Mikrofauna und-flora des Sonnwendgebirges (Tirol)*: Schlernschriften. Univ. Innsbruck, **83**, pp. 1-32, tav. 1-3. Innsbruck.

WEYNSCHENK R., 1951. *Two new Foraminifera from the Dogger and Upper Triassic of the Sonnwend Mountains of Tyrol*. Journ. of Pal., **25**, pp. 793-795, tavv. 112, fig. 3 nel testo. Tulsa.

WEYNSCHENK R., 1954. *A note on the Jurassic marker Pseudocyclammina lituus Yabe and Hanzawa and Labyrinthina mirabilis Weynschenk.* Micropaleontologist, 8, n. 3.

YABE H. & HANZAWA Sch., 1926. *Choffatella Schlumberger, and Pseudocyclammina, a new genus of arenaceous Foraminifera.* Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ., Ser. 2, (geol.), 9, pp. 73-82, tavv. 18-22. Tokio.

YOKOYAMA M., 1990. *Foraminiferen aus dem Kalksteine von Torinosu and Kompira.* Akad. Wissen, math-nat. Cl., 57, pp. 26-27, tavv. 5. Vienna.

TAVOLA I.

Fig. 1. — *Kilianina blancheti* Pfender - sezione longitudinale obbliqua rispetto all'asse di allungamento, ×40. Sezione sottile, campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — Idem. Sezione longitudinale, obliqua rispetto all'asse di allungamento. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 3. — Idem. Sezione passante per lo stadio giovanile spiralato. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 4. — Idem. Sezione quasi perpendicolare all'asse di allungamento. ×40. Campione L 60. M. Alpi.



1



2

3



4

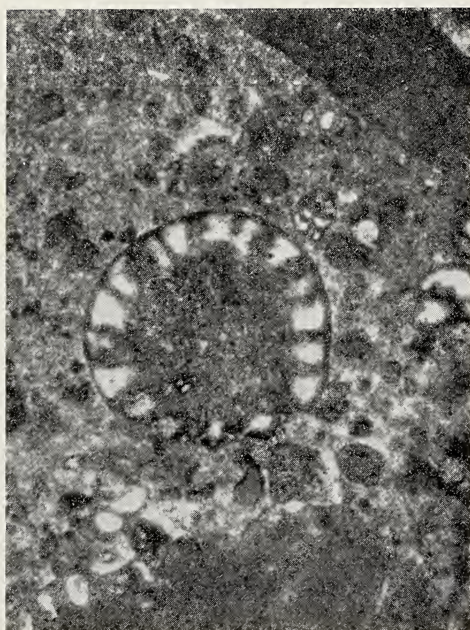


TAVOLA II.

Fig. 1. — *Kilianina blancheti* PFENDER - Sezione longitudinale. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — Idem. Sezione longitudinale obliqua. Nella parte iniziale del guscio, in alto a destra, è possibile osservare la struttura della parete. Nella parte terminale sono invece osservabili le strutture interne. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 3. — Idem. Sezione longitudinale obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

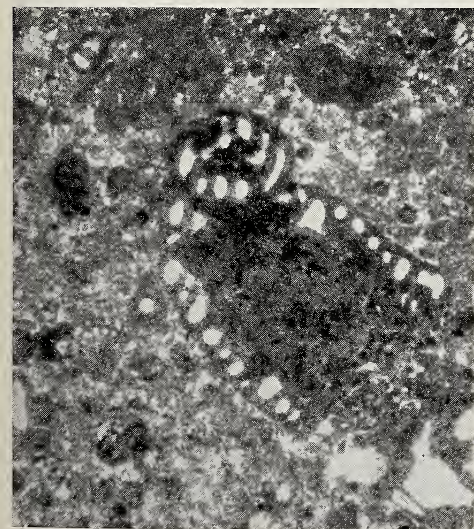
Fig. 4. — Idem. Sezione parallela all'asse nella quale si possono osservare le strutture interne. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 5. — Idem. Sezione assiale. ×40. Campione L. 60. M. Alpi.

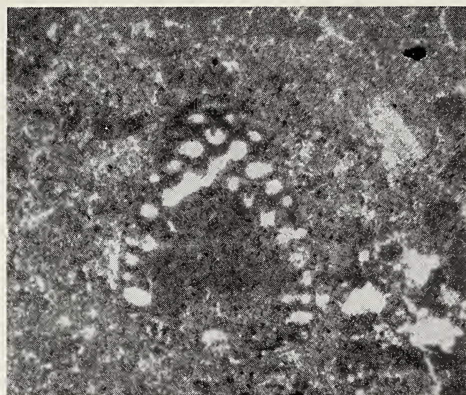


1

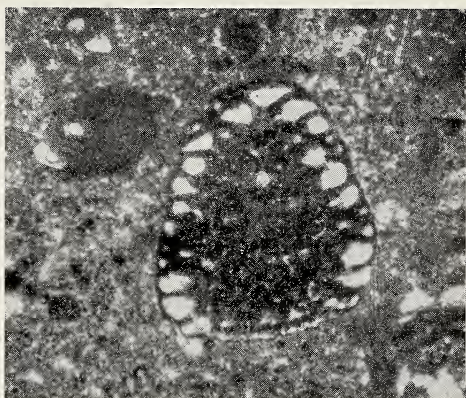
2



3



4



5



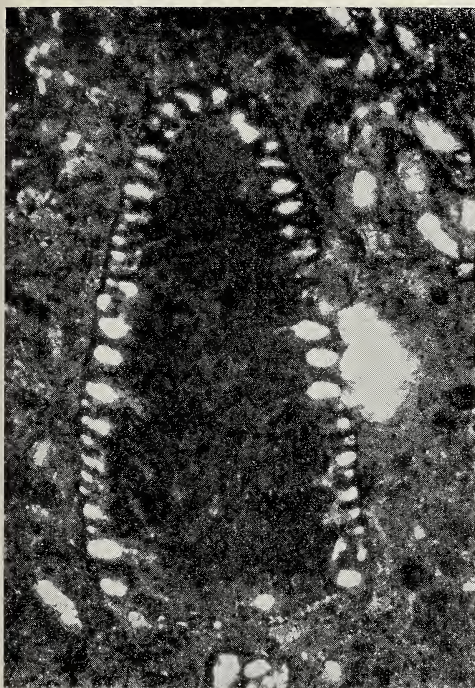
TAVOLA III.

Fig. 1. — *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON. Sezione assiale. Nella parte terminale sono visibili le strutture interne. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

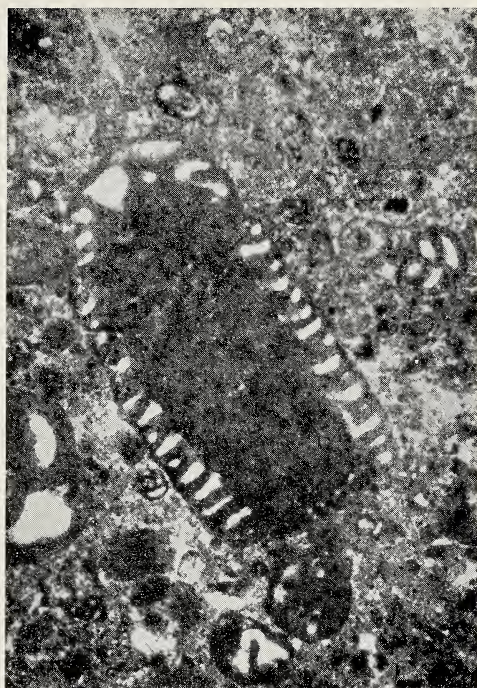
Fig. 2. — Idem. Sezione longitudinale obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 3. — Idem. Sezione obliqua tangente alla superficie esterna. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 4. — Idem. Sezione obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

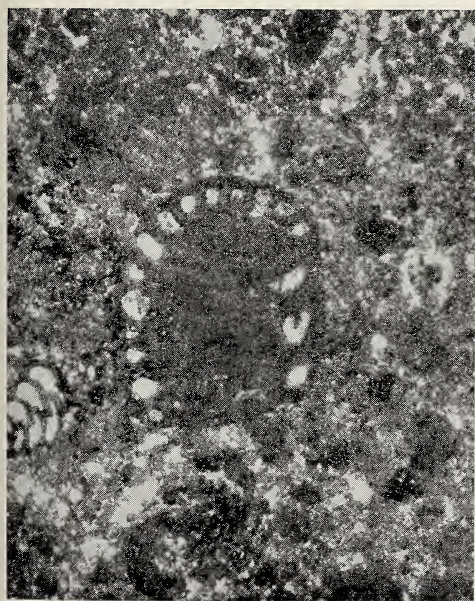


1



2

3



4

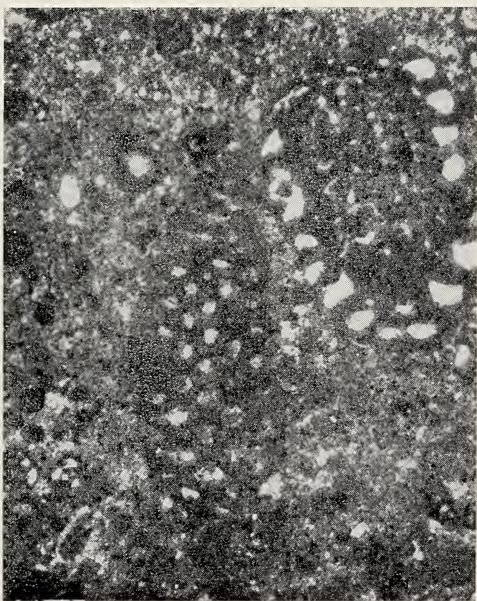


TAVOLA IV.

Fig. 1. — *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN. Sezione longitudinale obliqua. Nella porzione terminale del guscio sono osservabili le strutture interne. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

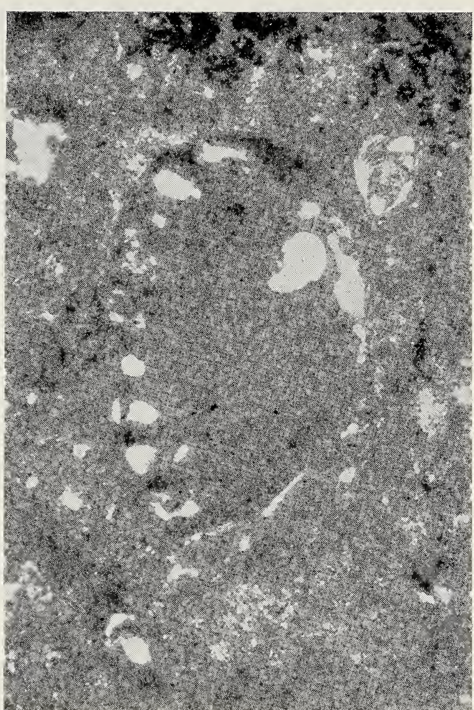
Fig. 2. — Idem. Sezione trasversale. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 3. — Idem. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

1



2



3



4

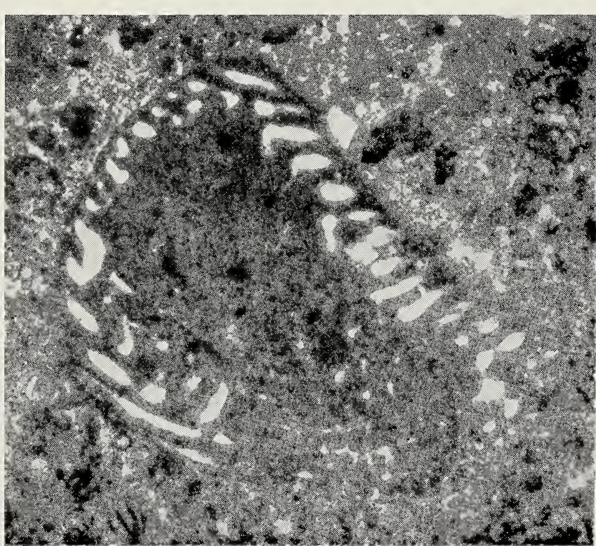


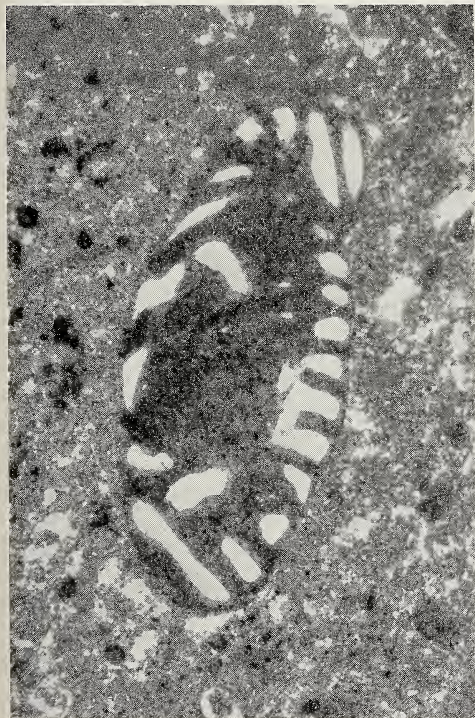
TAVOLA V.

Fig. 1. — *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI. Sezione longitudinale obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — Idem. Sezione longitudinale, subparallela all'asse di allungamento. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 3. — Idem. Sezione quasi perpendicolare all'asse di avvolgimento. ×40. Campione L 60. M. Alpi.


1


2

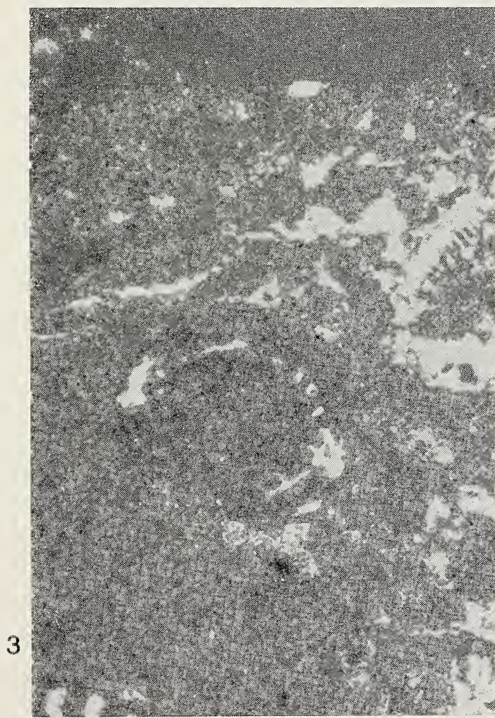

3

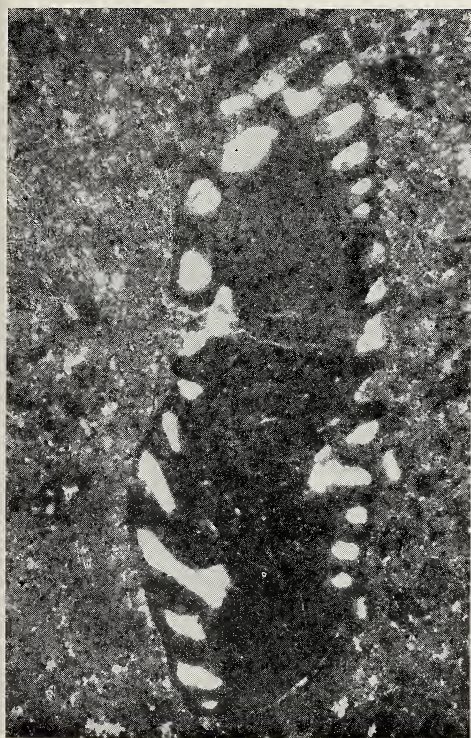
TAVOLA VI.

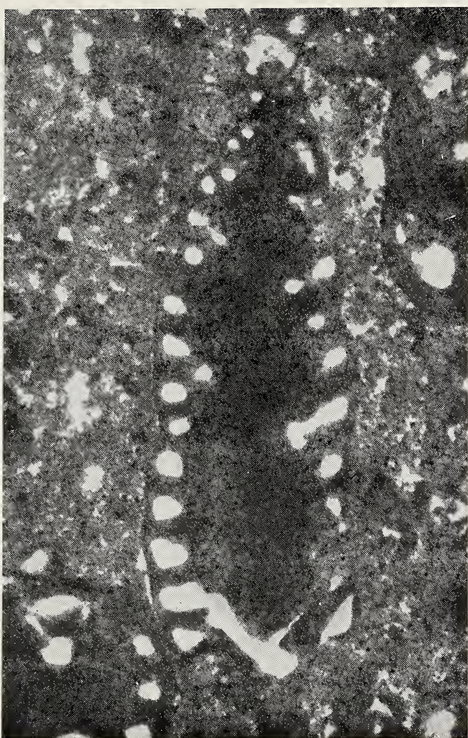
Fig. 1. — *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti. Sezione quasi assiale. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

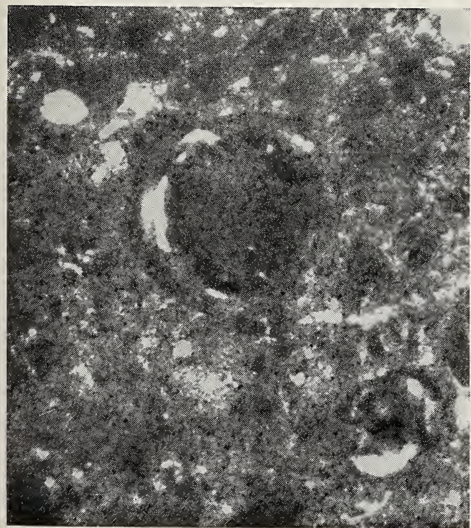
Fig. 2. — Idem. Sezione assiale. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 3. — Idem. Sezione quasi perpendicolare all'asse di avvolgimento. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 4. — Forma di passaggio tra *Pfenderina neocomiensis* (Pfender) e *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti. Sezione longitudinale obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.


1


2

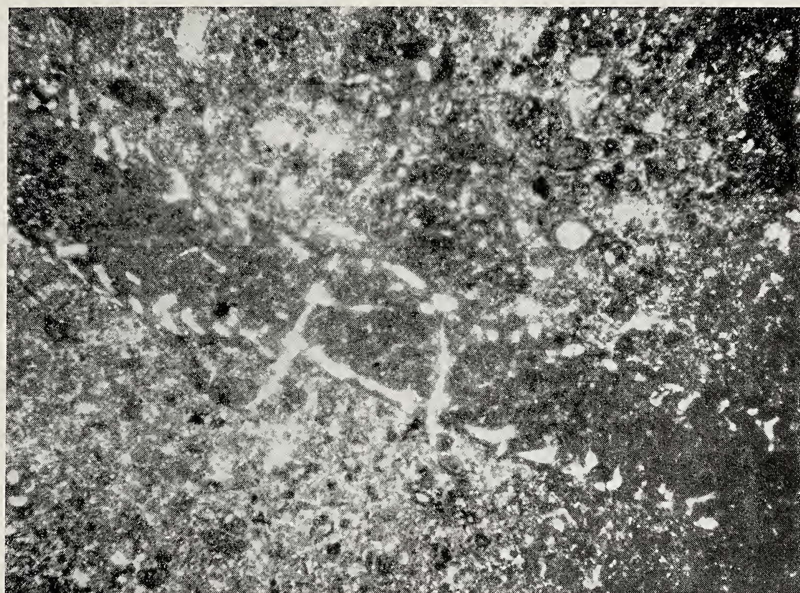

3


4

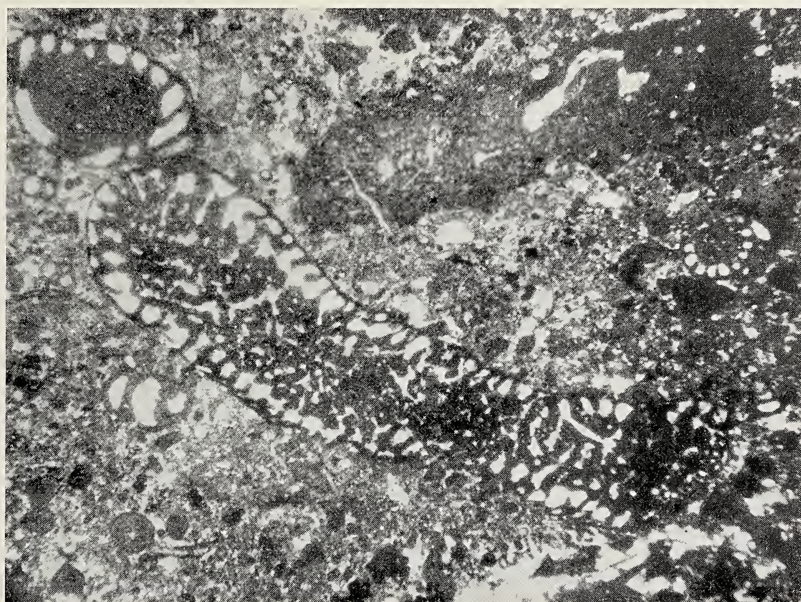
TAVOLA VII.

Fig. 1. — *Orbitammina elliptica* (d'Archiac). Sezione trasversale obliqua. ×25. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — (?) *Orbitammina elliptica* (d'Archiac). ×25. Campione L 60. M. Alpi.



1



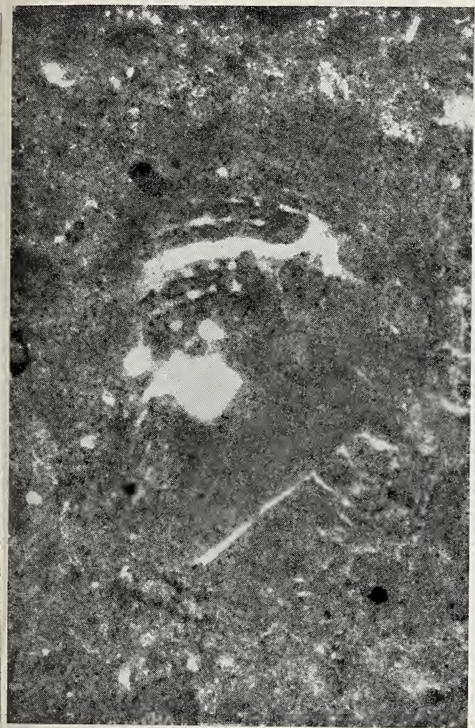
2

TAVOLA VIII.

Fig. 1. — (?) *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC). Sezione leggermente obliqua rispetto al piano di massimo allargamento del guscio. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — Idem.

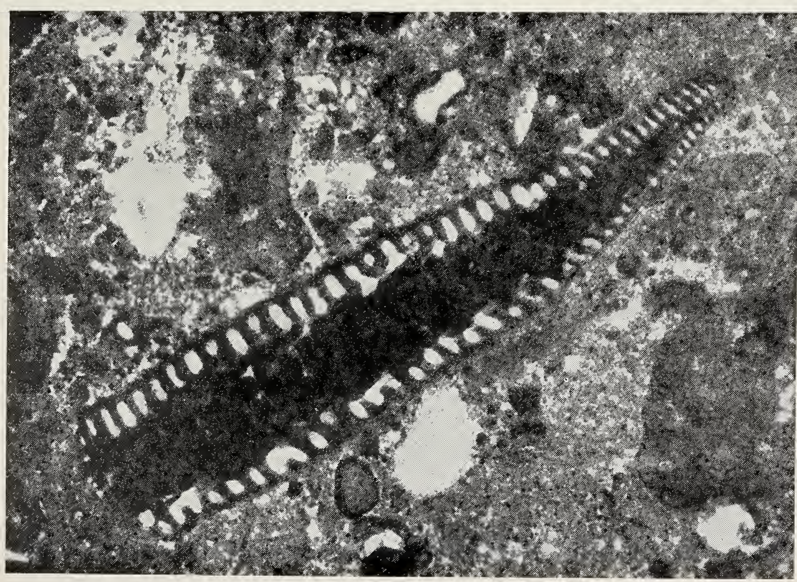
Fig. 3. — (?) *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC). Sezione trasversale leggermente obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.



1



2



3

TAVOLA IX.

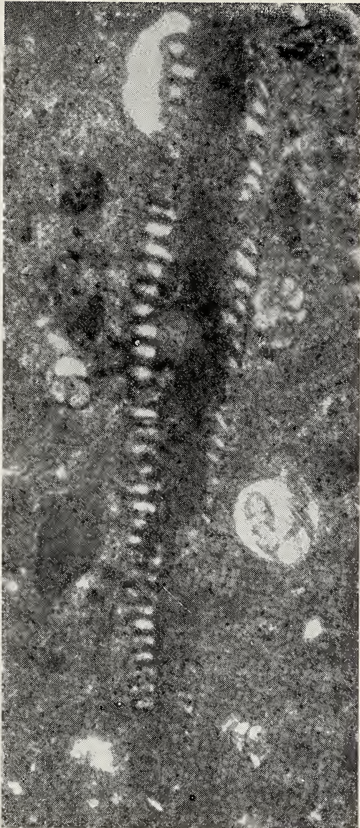
Fig. 1. — (?) *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC). Sezione leggermente obliqua rispetto al piano di massimo allargamento del guscio. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — Idem. Sezione trasversale obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

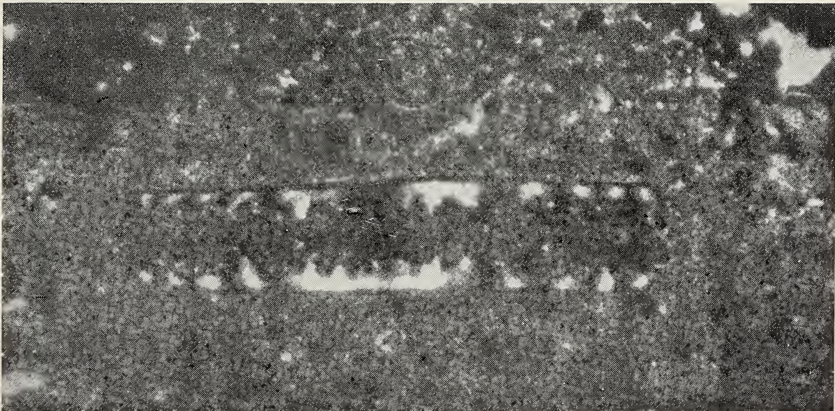
Fig. 3. — Idem. Sezione perpendicolare all'asse di allungamento del guscio. ×40. Campione L 60. M. Alpi.



1



2



3

TAVOLA X.

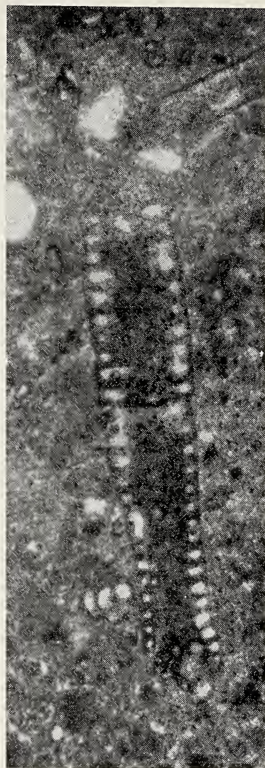
Fig. 1. — (?) *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC). Sezione obliqua rispetto al piano di massimo allargamento del guscio. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — Idem. Sezione trasversale. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

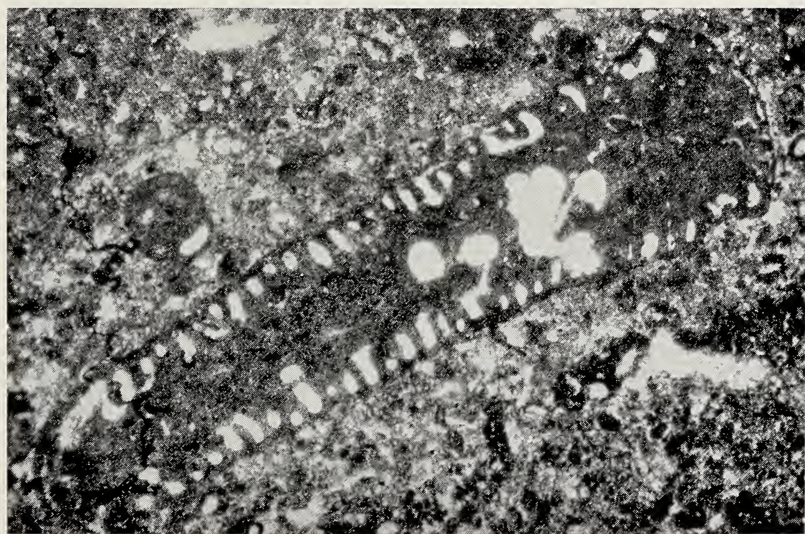
Fig. 3. — Idem. Sezione trasversale obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.



1



2

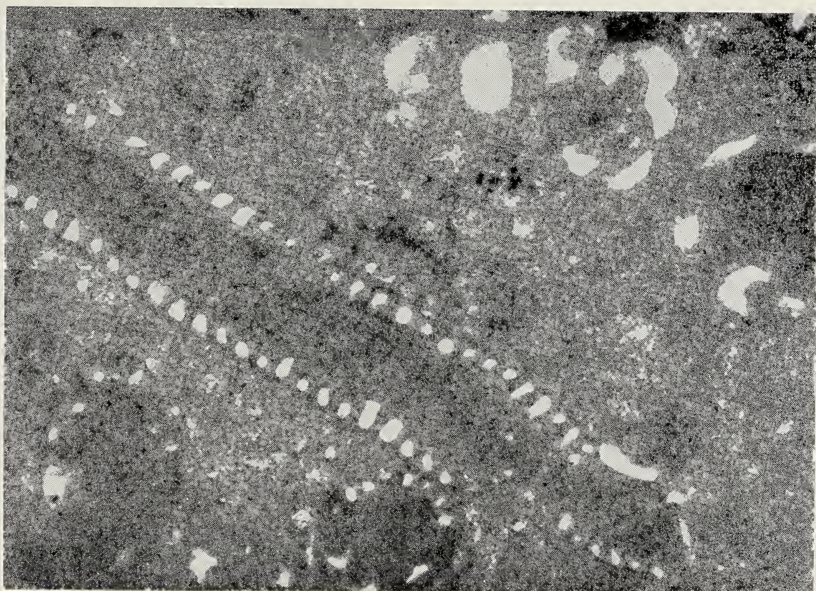


3

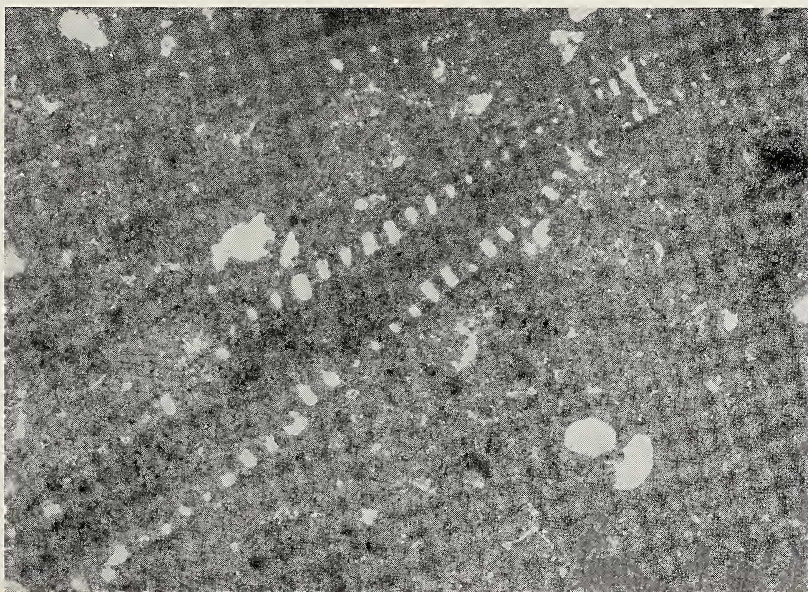
TAVOLA XI.

Fig. 1. — (?) *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC). Sezione trasversale. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — Idem.



1



2

TAVOLA XII.

Fig. 1. — (?) *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC). Sezione trasversale obliqua. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 2. — Idem.

Fig. 3. — Idem. Sezione perpendicolare all'asse di allungamento del guscio. ×40. Campione L 60. M. Alpi.


1


2

3



4

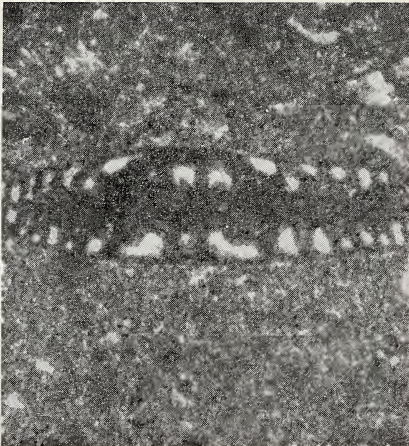
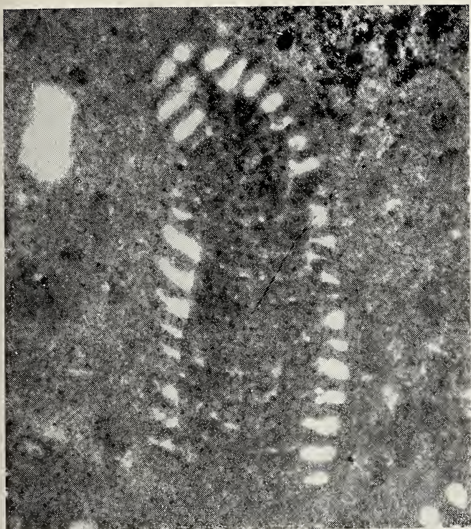


TAVOLA XIII.

Figg. 1-4. — (?) *Orbitammina elliptica* (d'ARCHIAC). Sezioni trasversali, variamente inclinate. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

1



2



3

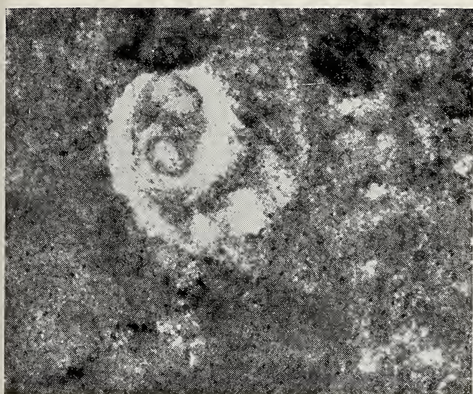


4

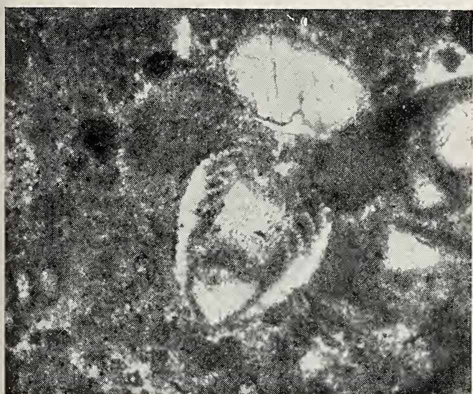


TAVOLA XIV.

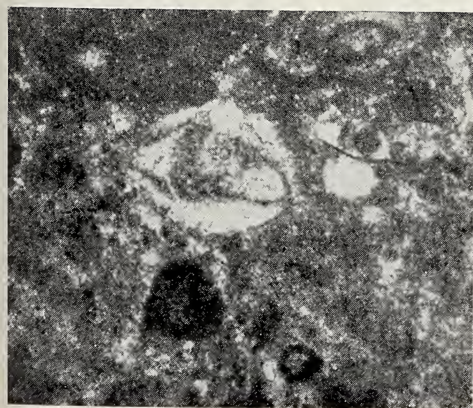
Figg. 1-6. — *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK. Sezioni variamente orientate. ×100. Campione L 60. M. Alpi.


1


2


3


4


5


6

TAVOLA XV.

Fig. 1. — *Nautiloculina oolithica* MILIBER. Sezione assiale. ×60. Campione L 60. M. Alpi.

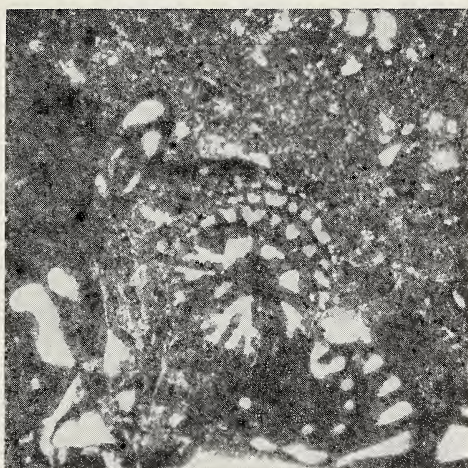
Fig. 2. — *Rhapidionina* sp. Sezione trasversale obliqua. ×60. Campione L 60. M. Alpi.

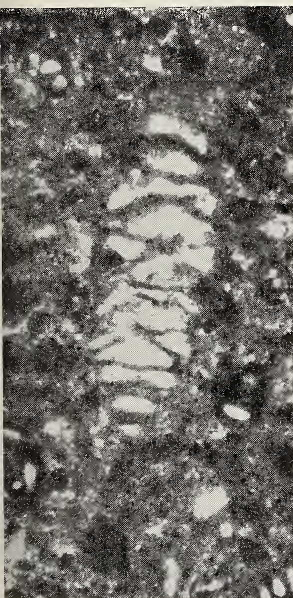
Fig. 3. — *Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER. Sezione assiale. ×60. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 4. — *Trocholina* sp. Sezione assiale. ×60. Campione L 60. M. Alpi.

Fig. 5. — « *Trochammininidae* ». Sezione assiale. ×60. Campione L 60. M. Alpi.


1


2


3


4

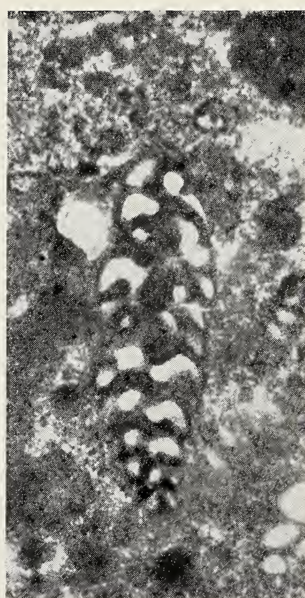
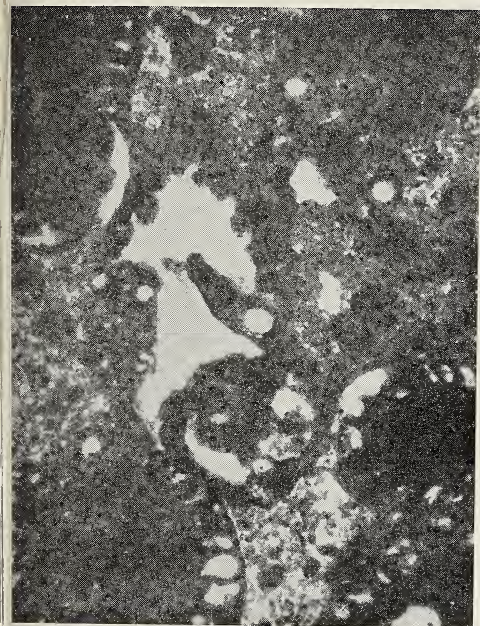
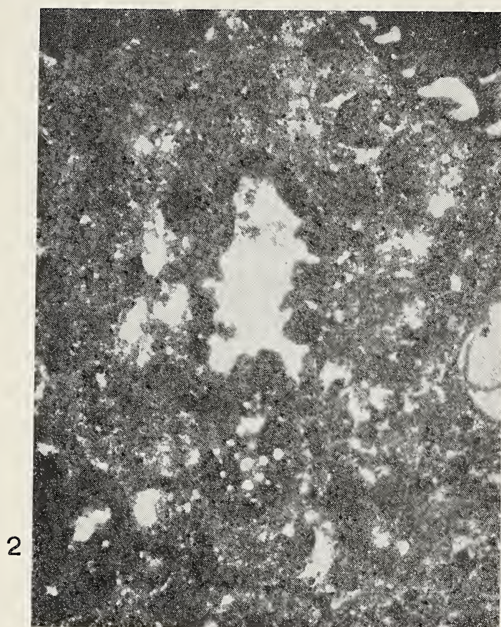

5

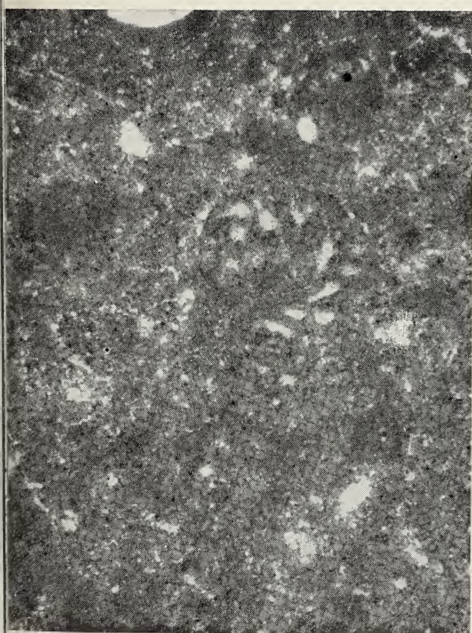
TAVOLA XVI.

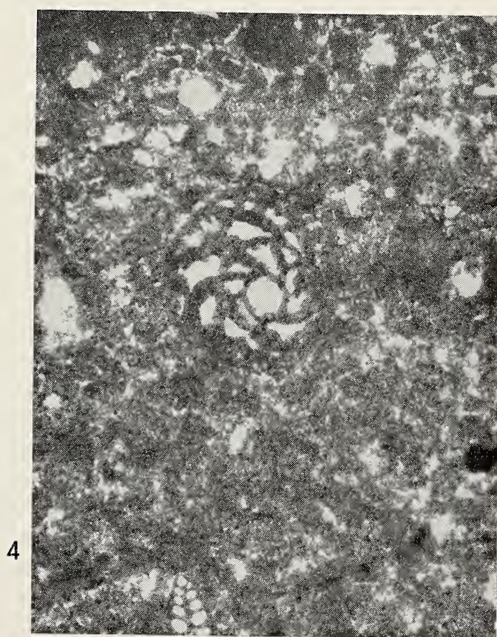
Figg. 1-2. — *Ammobaculites* sp. Sezioni trasversali. ×40. Campione L 60. M. Alpi.

Figg. 3-4. — *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA). Sezioni trasversali. ×40. Campione L 60. M. Alpi.


1


2


3


4

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 207-218, 3 figg., 1 tav.

Risultati geologici di perforazioni eseguite nei dintorni di Brindisi

Nota del Socio BRUNO RADINA

(Tornata del 25 ottobre 1968)

Riassunto. — Viene descritta la successione litostratigrafica riconosciuta nel medio e basso bacino del Canale Cillarese (a ovest di Brindisi) soprattutto attraverso lo studio dei risultati di numerosi sondaggi eseguiti nella zona per ricerche geognostiche e idriche. La successione è costituita da formazioni marine di età compresa tra il Cretaceo ed il Quaternario e precisamente da:

1) Calcari grigio-avorio, compatti, stratificati. Non si hanno dati diretti che permettano di determinare la loro età. Molto verosimilmente sono cretacei: possono identificarsi con i calcari affioranti a nord di Mesagne (sec. il vecchio foglio geologico « Brindisi » del Turoniano-Urgoniano) e con quelli a Sud di Brindisi (secondo il recente foglio geologico « Lecce » del Senoniano-Turoniano: Calcari di Melissano).

2) Calcareniti bianco-giallastre (Calcareniti del Salento, del recente foglio geologico « Lecce »). In base alle microfaune rinvenute (*Hyalinea balthica*, ecc.) la loro parte alta ha età Calabriana.

3-4) Limi grigio azzurri più o meno sabbiosi e argillosi, passanti in alto a sabbie giallastre e giallo-rossastre. Nei primi è stata riconosciuta una microfauna (con *Hyalinea balthica* ecc.) assai simile a quella rinvenuta nelle calcareniti sottostanti. I limi e le sabbie costituiscono i due sedimenti più frequenti e diffusi della Formazione di Gallipoli, recentemente illustrata (come la precedente formazione delle Calcareniti del Salento), da B. MARTINIS. Le due formazioni ora menzionate, sono anche localmente, in continuità stratigrafica.

5) Calcareniti giallastre e rossastre, associate a sabbie e ciottoletti. In questi sedimenti non sono state trovate faune significative. In base a considerazioni litologiche, appare giustificato ritenere che nell'area studiata questi depositi si possono tener stratigraficamente distinti dalle sottostanti sabbie (parte alta della Formazione di Gallipoli), nonchè genericamente attribuire ad essi un'età postcalabriana.

Per quanto riguarda lo spessore e l'andamento in profondità delle formazioni al di sopra dei calcari cretacei, la ricostruzione di alcune sezioni geologiche del sottosuolo ha consentito interessanti osservazioni. Il tetto dei calcari cretacei, che altimetricamente degrada in maniera assai blanda da ovest verso est, verso la linea di costa, sembra costituire una conca assai poco depressa. Le Calcareniti del Salento riempiono questa conca: hanno spessori massimi di circa 30 metri e minimi di circa 2-3 metri. Nel complesso la formazione delle Calcareniti del Salento sembra aumentare di spessore verso SE.

Il passaggio verticale dalle dette calcareniti alla Formazione di Gallipoli avviene attraverso una superficie orizzontale o di poco inclinata. Tenuto conto che il tetto della Formazione stessa è pure, su lunghi tratti, suborizzontale, il suo spessore risulta in questi pressochè costante; appare diminuire invece verso O-SO.

Summary. — The author describes the lithostratigraphic sequence which has been recognized in the middle and lower basin of the Canale Cillarese (west of Brindisi) chiefly through the study of the results of many drillings, carried out in that area for geognostic and hydric researches. This sequence is made of marine formations the age of which ranges from the Cretaceous to the Quaternary, namely:

1) Compact, bedded, ivory-grey limestones. There are no direct data by which their age may be determined. They are probably cretaceous, as they are likely to be the same as the limestone outcropping North of Mesagne (which are Turonian-Urgonian age, according to the old « Brindisi » sheet of the italian geologic map) and as the limestones which outcrop South of Brindisi (the Turonian-Senonian « Calcari di Melissano », according to the new geologic « Lecce » sheet).

2) White-yellowish calcarenites (« Calcareniti del Salento », recording to the new geologic « Lecce » sheet). On the ground of the microfaunae which have been found here (*Hyalinea balthica*, etc), the upper part of them is Calabrian age.

3-4) More or less sandy and clayey, grey-blue muds which upwards turn to yellowish or yellow-reddish sands. In these muds a microfauna with *Hyalinea balthica*, ecc. was found wery like the one from the calcarenites below. The muds and the sands are the two commonest sediments in the « Formazione di Gallipoli », which has recently been illustrated (together with the more ancient « Calcareniti del Salento » formation) by B. Martinis. The above-mentioned formations make a vertical stratigraphic sequence.

5) Yellowish and reddish calcarenites, which are associated with sands and pebbles. In these sediments no important faunae have been found. On the ground of lithologic reasons, the author holds that, locally, these deposits may be kept stratigraphically distinct from the sands below (viz. the upper part of the « Formazione di Gallipoli ») and on the whole may be held to be post-calabrian.

As for the thickness and the attitude in depth of the formations which lie on the cretaceous limestones, a few interesting observations have been made possible, owing to the reconstruction of some geologic underground sections. The top of the cretaceous limetones, which slopes down gently towards the coast from west to east, seems to be shaped as a rather moderately depressed basin. The Calcarenites of Salento fill this basin: their greatest thickness is about 30 metres, while the smallest one is about 2-3 metres. On the whole the thickness of the formation of the Calcareniti del Salento seems to increase towards the South-East.

The upward change of the above-mentioned calcarenites into the Formazione di Gallipoli, takes place through a surface which is level or slightly inclined.

Considering that also the top of the same formation is nearly horizontal for a long distance, its thickness is there almost uniform.

Cenni introduttivi

In un lavoro di sintesi dal titolo « Il mare pliocenico in Puglia », D'Erasmo (1934) faceva notare il disaccordo allora esistente fra gli autori sulla posizione e sull'età dei terreni della serie plio-pleistocenica della penisola salentina. Per i dintorni di Brindisi il disaccordo è evidente fra le conclusioni esposte da De Giorgi (1881, 1901) e da Gignoux (1913).

Secondo De Giorgi, le argille turchine o giallastre che in più punti riposano direttamente sui calcari cretacei, sono di regola sottostanti ai sabbiosi calcarei pliocenici o intercalate fra questi. Gignoux ritiene che la formazione più bassa del Pliocene, riposante sui calcari cretacei, sia costituita da una molassa calcarea identica alla « facies materana » di Gravina: su questa stanno argille azzurre, sabbiose verso l'alto, sabbie e infine calcari arenacei tipo panchina.

Le difficoltà di stabilire la stratigrafia dei terreni plio-pleistocenici di questa parte della regione pugliese sono dovute soprattutto a due motivi: a) le aree di affioramento di questi terreni hanno rilievi molto attenuati e sono quasi del tutto prive di incisioni erosive; b) l'esistenza di livelli diversi con la medesima facies calcareo-sabbiosa (calcarenitica) crea incertezze sulla posizione da attribuire agli stessi nella successione stratigrafica (1).

Un personale contributo alla conoscenza locale di questa successione si deve ora all'esame di colonne stratigrafiche ottenute mediante sondaggi eseguiti in questi ultimi anni nei dintorni di Brindisi, nonchè allo studio di campioni estratti coi sondaggi stessi (2).

Le correlazioni che si son potute compiere tra le colonne stratigrafiche dei vari sondaggi, hanno consentito inoltre di tracciare alcune sezioni del sottosuolo di estensione verticale abbastanza importante. Queste

---

(1) V. ad es., la somiglianza fra calcareniti sottostanti e sovrastanti alle argille. Si osserva a questo proposito, che la Formazione dei Tufi della I Ed. dei fogli geologici « Gravina », « Altamura » e « Matera », è stata ripartita nella recente II Ed. degli stessi fogli nei « Tufi di Gravina » (Azzaroli e altri, 1968) e nelle « Calcareniti di Monte Castiglione » (Ricchetti, 1965).

(2) I sondaggi, fatti per ricerche d'acqua e studi geognostici, sono stati eseguiti per conto dell'Ente Irrigazione di Bari, che qui si ringrazia per i dati gentilmente messi a disposizione. In totale i sondaggi sono 68; di 38 di questi si è avuta la possibilità di osservare, oltre alle carote, anche le rappresentazioni stratigrafiche già elaborate.

sezioni potrebbero tornare di particolare interesse sia ai fini di più estese e complete indagini geologiche e paleogeografiche, sia di più particolari e circoscritte ricerche geotecniche, ad es. nel campo dell'idrogeologia e delle fondazioni.

I sondaggi sono ubicati, per la maggior parte, nel tratto terminale del Canale Cillarese, che sfocia nel Seno di Ponente del porto di Brin-

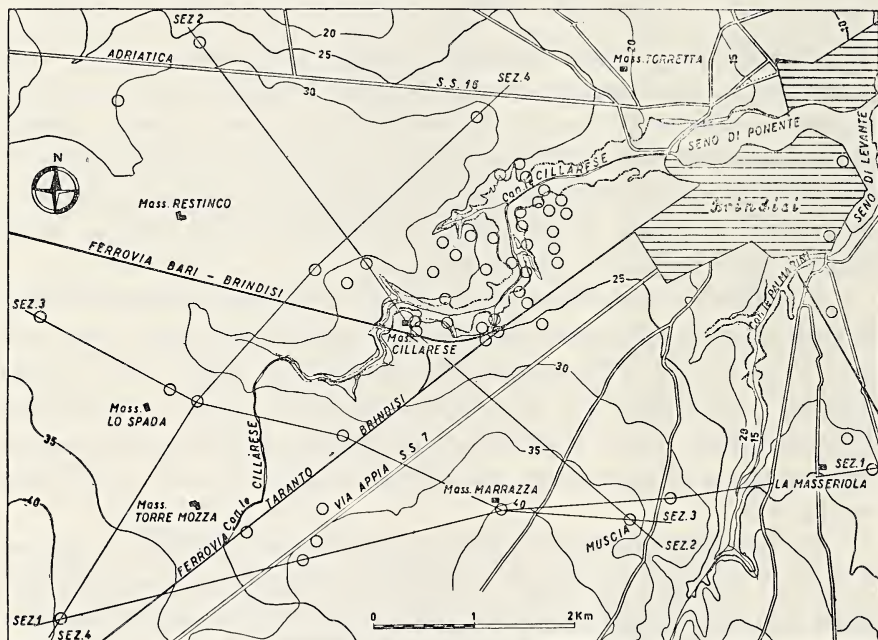


Fig. 1. — Area del bacino del Canale Cillarese ove sono stati eseguiti i sondaggi (o).
——— Tracce delle sezioni geologiche.

disi; l'area interessata ricade nella parte orientale della tav. 203 I NE « Brindisi » (fig. 1). Il canale, negli ultimi suoi 3-4 Km, è ben inciso nel terreno; le opposte sponde, moderatamente acclivi, si raccordano in sommità ad un'ampia superficie orizzontale o debolmente inclinata verso la costa (fig. 2).

Secondo l'attuale foglio geologico 203 « Brindisi » (1904), i terreni che affiorano sulle opposte sponde del Canale Cillarese sono rappresentati da « argille azzurre » plioceniche sormontate da « tufo calcareo o breccia

conchigliare [zuppigno, carparo, mazzaro (3)] con argille intercalate » di età postpliocenica. I terreni della spianata sono « conglomerati sabbiosi e puddinghe del Quaternario Superiore ».



Fig. 2. — Canale Cillarese visto da valle a monte dal ponte della variante alla SS. 16 per Lecce.

La successione litologica

Dall'esame delle colonne stratigrafiche ricavate dai sondaggi ed in base alle osservazioni di superficie è stato possibile distinguere le seguenti unità litostratigrafiche:

1) Calcari grigio chiari e bianco-avorio, compatti, stratificati, talora con spalmature rossastre e vacuolari. Questi caratteri litologici sono stati desunti dai sondaggi, non affiorando i calcari stessi nell'area studiata. Dei 68 sondaggi dei quali si hanno le stratigrafie, solo 26 hanno raggiunto, in profondità, queste rocce.

2) Calcareniti bianco-giallastre, con concentrazioni granulari di tritumi di macrofossili, parzialmente o totalmente coerenti.

---

(3) Sono denominazioni locali che vengono date ai tufi calcarei.

Il contenuto in $CaCO_3$ di queste calcareniti, in quei campioni ove è stato determinato, oscilla intorno ai 96-98%. Queste rocce sono chiamate in Puglia e note in bibliografia con il nome di Tufi.

I sondaggi dei quali è stato possibile osservare direttamente le campionature, hanno attraversato solo la parte alta (8-10 m) di queste calcareniti (che localmente non affiorano). Dalle colonne stratigrafiche dei sondaggi si ricava che le calcareniti stanno ovunque sui già menzionati

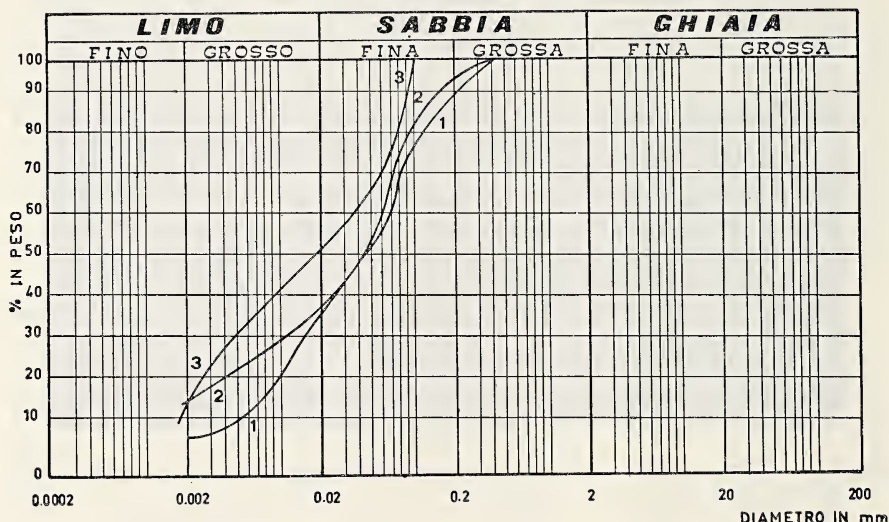


Fig. 3. — Curve granulometriche di campioni prelevati nella parte inferiore della Formazione di Gallipoli.

1) a m 5,30 dal piano campagna
2) » » 7,50 » » »
3) » » 11,00 » » »

calcari e che (fatta eccezione per una località) hanno al tetto i sedimenti sotto indicati:

3) Limi grigio-azzurri più o meno sabbiosi, ma generalmente argillosi verso il basso e decisamente più sabbiosi e gialli ocracei verso l'alto. Di alcuni campioni di queste rocce poste a quota diverse, da m 3 a m 22 sopra il tetto del complesso dei tufi, sono state eseguite le analisi granulometriche (fig. 3). Il limo grosso (0,002-0,02 mm) è la frazione prevalente; il limo fine (0,0002-0,002) è sempre presente per lo più in qualità modeste e comunque variabili da campione a campione. Nella frazione sabbiosa, prevale quella fine (0,02-0,2 mm) rispetto a quella grossa (0,2-2 mm) che è presente solo in alcuni campioni.

I sedimenti ora indicati si possono localmente osservare in affioramento su tratti delle sponde del Canale Cillarese. Non si rilevano in superficie evidenti tracce di stratificazione; alcuni cenni di questa sembrano aversi là dove la frazione sabbiosa giallastra è maggiormente concentrata in sottili livelli. Il residuo di lavaggio è piuttosto scarso; è costituito da frammenti di resti organici, da granuletti calcarei e di quarzo, ora a spigoli vivi, ora arrotondati; sono presenti anche in via del tutto subordinata laminette di mica (per lo più di muscovite) e rari frammenti di minerali scuri.

4) Sabbie di colore giallastro e giallo-rossastro, a luoghi bene cementate, con alternanze arenaceo-calcarenitiche. Queste sabbie sono calcaree e silicee; la maggior parte dei granuli ha diametri fra 0,2 e 2 mm. Anche questi sedimenti sono visibili in affioramento sulle sponde del Canale Cillarese e sono sempre sovrapposti ai precedenti.

5) Calcareniti di colore giallastro tendente al rossastro, a luoghi macroorganogene, in straterelli, nonchè sabbioni rossastri con rari ciottoletti, a tratti alternati a sottili letti o lenti di limo. Queste rocce, più o meno chiaramente esposte, affiorano alla sommità dei versanti della parte medio-inferiore del corso del Canale Cillarese.

Il contenuto in $CaCO_3$ di queste calcareniti è alquanto variabile; per i campioni esaminati, resta compreso tra il 60% e l'80%. La rimanente parte è costituita, in proporzioni grosso modo uguali, da sabbia quarzosa fine e da limo grosso.

Osservazioni cronostratigrafiche

Sull'età dei calcari di base non si hanno dati diretti: come si è accennato questi calcari non affiorano nell'area studiata ed i sondaggi dei quali è stato possibile osservare le campionature, non li hanno raggiunti. Ad ogni modo si hanno riferimenti sufficienti per ritenere che i calcari vadano riferiti al Cretaceo: appartengono al Gruppo dei Calcari delle Murge e del Salento. Essi possono ritenersi identificabili con quelli affioranti poco a nord di Mesagne (circa 10 Km a SO di Brindisi), attribuiti al Turoniano-Urgoniano (F° 203 « Brindisi », 1904); nel foglio 204 « Lecce » (II Ed., 1968) la formazione dei calcari, più vicina a Brindisi, è attribuita al Senoniano-Turoniano (Calcari di Melissano).

Per le calcareniti (tufi) che stanno sui calcari cretacei, le microfaune dei campioni dei sondaggi nella parte alta (e più precisamente negli

8-10 metri sotto il tetto) indicano il Calabriano (4). Questa attribuzione è dovuta alla presenza di parecchi esemplari di *Hyalinea balthica* in una ricca fauna comprendente numerose specie di foraminiferi, fra le quali *Cassidulina laevigata var. carinata, Pyrgo depressa, Bolivina spathulata, Bolivina catanensis* e *Spiroplectammina wrighti.*

Sulla base della loro età e litologia, questi sedimenti possano correlarsi con quelli delle Calcareniti del Salento, descritte da Martinis (1967) e rappresentate nel foglio geologico 204 « Lecce » (II Ed., 1968).

Anche nei limi grigio-azzurri più o meno sabbiosi è stata riconosciuta l'associazione microfaunistica calabriana rilevata nella parte alta delle locali calcareniti. I campioni sui quali sono state eseguite le determinazioni sono stati raccolti a varie altezze entro i limi stessi.

Il passaggio fra questi e le calcareniti è graduale: dalle carote dei sondaggi risulta che il passaggio stesso è indicato, entro alcuni metri, da calcareniti che perdono di coerenza e si alternano, mescolandosi via via, con i limi.

Nelle sabbie giallastre e giallo-rossastre la microfauna è assai scarsa e vi mancano specie significative ai fini di una datazione. Dalle carote e in affioramento risulta comunque che queste rocce sono stratigraficamente sovrapposte ai limi.

In base a ciò ed ai caratteri litologici dei limi e delle sabbie, appare subito evidente che queste rocce corrispondono ai due litotipi fondamentali della Formazione di Gallipoli, anch'essa illustrata da Martinis (1967). Nel foglio geologico 203 « Lecce » (II Ed., 1968) questa formazione affiora estesamente a NO di Lecce, in sinistra e in destra della S.S. 16 nel tratto S. Pietro Vernotico-Porto di Brindisi, fino al mare.

Resta da accennare all'età e ai rapporti di posizione, rispetto alla Formazione di Gallipoli, delle calcareniti giallastre e rossastre menzionate al n. 5 del paragrafo precedente.

Va osservato che questi sedimenti con le loro intercalazioni e i loro termini eteropici, affiorano nelle parti alte terminali delle sponde del tronco medio e basso del Canale Cillarese, con esposizioni generalmente poco chiare sia per quanto riguarda i rapporti laterali, sia quelli verticali al letto. Ciò è dovuto a una facile erodibilità, (che interessa con ugual grado le sabbie sottostanti) nonchè, a luoghi, alla copertura vegetale. In superficie, a tratti, l'abbondante e relativamente spessa coltre eluviale,

---

(4) Le determinazioni paleontologiche sono del Dr. Vincenzo Campobasso che qui si ringrazia per la sua cortese collaborazione.

cui le rocce stesse danno origine, impedisce anche la distinzione areale tra le calcareniti e le sabbie rossastre.

Di ben poco aiuto sono state anche, ai fini di stabilire i rapporti di posizione verticali e laterali, le osservazioni che si son potute compiere sulle carote dei sondaggi. I vari litotipi non si son potuti ben campionare a causa del loro modesto spessore e della loro variabile consistenza.

Pur con queste limitazioni, ai fini cronostratigrafici possono valere le seguenti osservazioni:

— le calcareniti, al di sopra delle sabbie costituenti la parte alta della Formazione di Gallipoli, sono litologicamente abbastanza diverse dalle intercalazioni arenaceo-calcarenitiche che a luoghi si trovano nelle sabbie stesse e contengono, a tratti, abbondanti macrofaune che, almeno localmente, non si trovano in quelle intercalazioni;

— i sabbioni intercalati nelle calcareniti, prevalentemente rossastri, si differenziano dalle sottostanti sabbie, oltre che per il colore, anche perchè appaiono più lavati e granulometricamente più uniformi; sono anche ben sciolti, rispetto alle sabbie sottostanti, che sono, di contro, dotate a luoghi, di una certa compatezza;

— nei sabbioni si ritrovano alternanze di sottili livelletti di sabbie fini giallastre e di limi che sembrano localmente mancare nelle sottostanti sabbie. In queste il componente pelitico, là dove è presente, quasi ovunque è intensamente mescolato, sia pure in qualità estremamente variabili, con la frazione psammitica.

Tutte queste considerazioni lasciano supporre che, nella zona, le calcareniti ed i sabbioni rossastri di sommità ad esse associati, si possono tenere separati dalle sabbie della parte alta della Formazione di Gallipoli. Sul terreno, come si è accennato, per mancanza di buone esposizioni, spesso dovute a copertura, non è stato possibile riconoscere il tipo del contatto tra queste e quelle. In base a quanto è stato osservato, appare tuttavia verosimile che il complesso delle calcareniti e dei sabbioni sia trasgressivo sulle sabbie sottostanti e che ad esso si possa pertanto genericamente attribuire un'età post-calabriana.

Tale datazione potrà certamente essere precisata in un ulteriore studio a carattere geologico e morfologico regionale, che tenga conto delle quote alle quali questi sedimenti (o altri con essi correlabili) attualmente si trovano.

Le sezioni geologiche

Tra le possibili sezioni geologiche ricostruibili attraverso la correlazione delle formazioni rilevate dalle colonne stratigrafiche dei sondaggi della zona, quelle rappresentate nella tav. I sembrano essere le più significative. Il tracciato delle sezioni è indicato nella fig. 1. Esse permettono di individuare con il maggior grado di approssimazione, i più probabili spessori locali (massimi e minimi), l'estensione areale delle formazioni al di sopra dei calcari cretacei, nonchè l'andamento del tetto di questi ultimi.

Nella zona del medio e del basso corso del Canale Cillarese, i calcari cretacei si trovano, tra una profondità minima di m 16-18 e una profondità massima di m 50-55 sotto il piano campagna.

Il tetto della formazione calcarea cretacea appare nel complesso approfondirsi verso la linea di costa, con pendenza media assai debole e con direzione preferenziale ESE-ONO. L'andamento del tetto risulta dalla successione di tratti dolcemente modellati in piccole ondulazioni, che nell'insieme costituiscono un'ampia e poco depressa concavità con asse grosso modo orientato a SO-NE.

Laddove questa concavità è più accentuata, si trovano gli spessori maggiori della formazione delle Calcareniti del Salento, ovunque sovrapposte ai calcari cretacei. Tali spessori, dell'ordine dei 30 metri, si riscontrono in sinistra della linea ferroviaria per Brindisi, a NO di Masseria Cillarese (sinistra del corso d'acqua omonimo). Gli spessori minori (m 2-3) si hanno a occidente del Canale Cillarese, nei pressi di Masseria Casignano e Masseria Masciullo.

Il tetto della formazione calcarenitica è assai regolare ed uniforme: su estese aree è orizzontale o suborizzontale e su altre inclinato di non oltre i 10°. Nel complesso le Calcareniti del Salento, nel sottosuolo dell'area studiata, appaiono ispessirsi procedendo da sud a nord.

Anche la superficie limite superiore della formazione di Gallipoli è di norma del tutto tranquilla e grosso modo orizzontale. La sua parte alta, sabbiosa, affiora, come si è già accennato, in più punti delle opposte sponde del basso corso del Canale Cillarese; gli spessori visibili non sembrono superare i 10 metri. Sulle stesse pareti di sponda sono visibili anche, in alcuni luoghi, circa 6-8 metri dei limi argillosi, costituenti la parte bassa della formazione di Gallipoli. In complesso gli spessori massimi di questa formazione, nella zona ove sono stati eseguiti i sondaggi (tenuto anche conto della sua parte nel sottosuolo) raggiungono i 32-35

metri; lo spessore minimo non dovrebbe essere inferiore a 6-8 metri.

Da quanto è stato possibile dedurre dai sondaggi, si osserva ancora che nella Formazione di Gallipoli il locale passaggio limi-sabbie avviene gradualmente e non sempre alle stesse quote, ma secondo una superficie più o meno ondulata con dislivelli dell'ordine anche di 5-6 metri fra quote minime e massime.

La quota media del passaggio dalla formazione delle Calcareniti del Salento ai limi argillosi della Formazione di Gallipoli, sembra mantenersi su estese aree al di sopra del livello del mare; laddove è inferiore, lo è solo di alcuni metri (ad es. in località la Masseriola, a circa 2 Km a sud di Brindisi).

La potenza infine, delle calcareniti giallastre e rossastre con sabbie e ciottoletti, corrispondente alla parte sommitale della locale successione stratigrafica, non supera, in affioramento, i 4-6 metri. Nel complesso, tenendo conto dei dati ricavati dai sondaggi. si ritiene che lo spessore massimo possa raggiungere i 12-15 metri.

Bari, Istituto di Geologia e Paleontologia, luglio 1968.

BIBLIOGRAFIA

Azzaroli A., Perno U. e Radina B., 1968. *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:100.000, Foglio 188 « Gravina in Puglia ».* Serv. Geol. d'It. Roma.

D'Erasmo G., 1934. *Il mare pliocenico nella Puglia.* Mem. geol. e geogr. di G. Dainelli, **4**, pp. 47-138, 1 carta geol., 1 carta movim. vert. Firenze.

De Giorgi C., 1881. *Note stratigrafiche e geologiche da Fasano ad Otranto.* Boll. Com. geol. d'It., **12**, pp. 187-203, 1 tav. Roma.

De Giorgi C., 1901. *Il porto di Brindisi, Note di geografia fisica.* Boll. Soc. Geogr. it., s. 4, II, pp. 294-328, 1 tav. Roma.

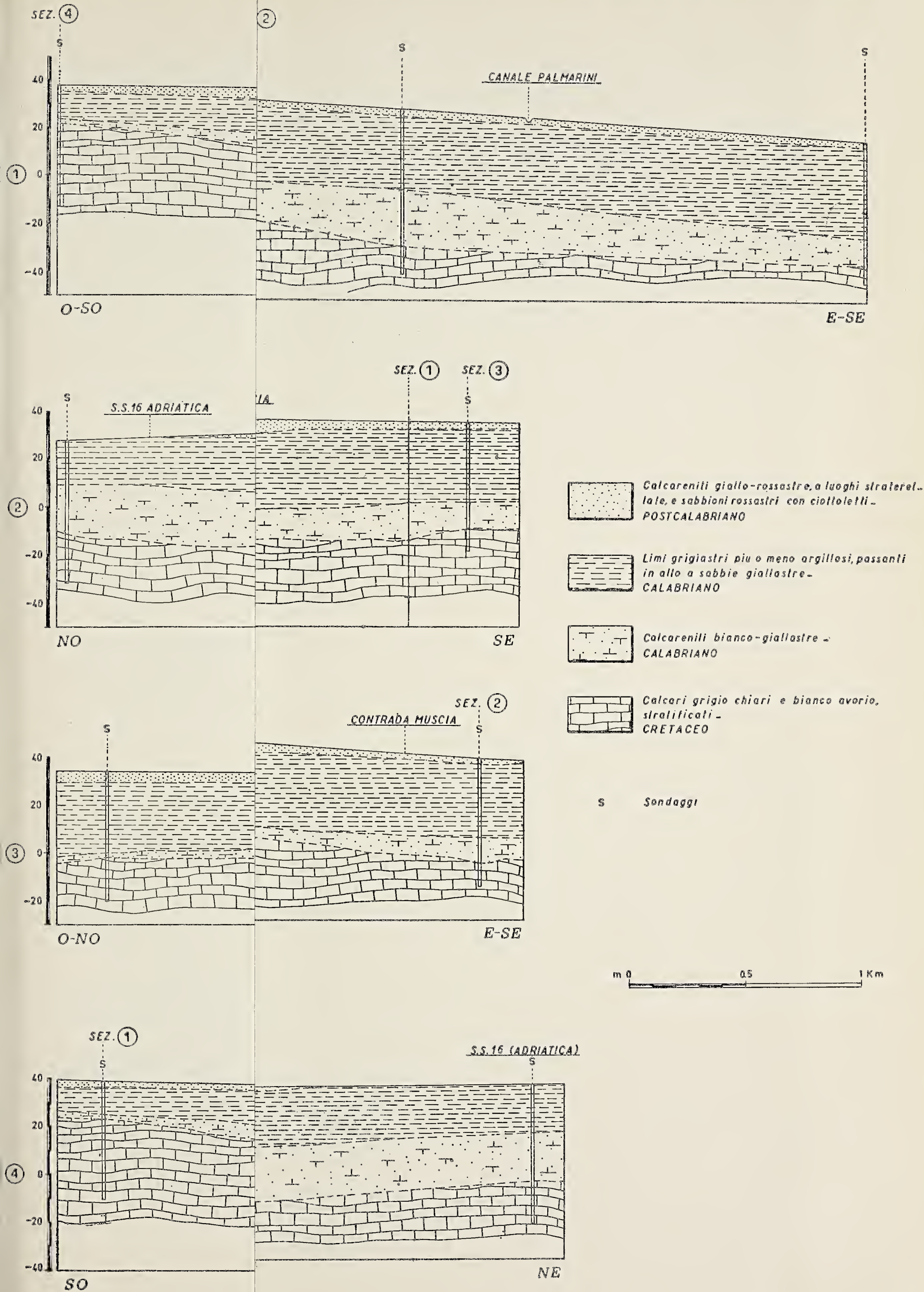
Gignoux M., 1913. *Les formations marines pliocènes et quaternaire de l'Italie du Sud et de la Sicile.* Ann. de l'Univ. de Lyon, s. 1, **36**, pp. XXIV-693, figg. 42, tavv. 21. Lyon.

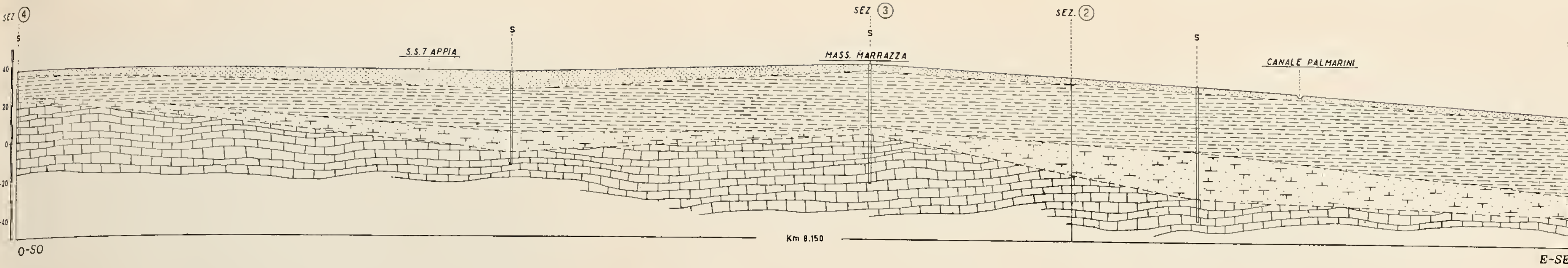
Martinis B., 1967. *Note geologiche sui dintorni di Casarano e Castro (Lecce).* Riv. Ital. Paleont. e Strat., **73**, n. 4, pp. 1297-1380, figg. 23, tavv. 11. Milano.

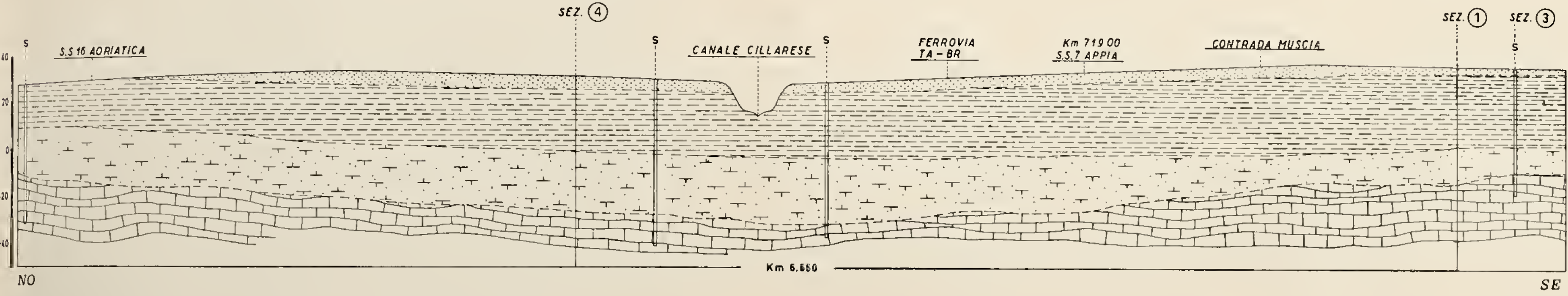
Ricchetti G., 1965. *Alcune osservazioni sulla serie della Fossa bradanica: le « Calcareniti di M. Castiglione ».* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **74**, pp. 3-9, figg. 3. Napoli.

Servizio Geologico d'Italia, 1968. *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, F° 204* « *Lecce* » (II Ed.) Direttore del rilevamento: P. Leonardi (con la collaborazione di D. Rossi). Roma.

Ufficio Geologico d'Italia, 1904. *Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, F° 203* « *Brindisi* » rilevato da L. Baldacci e M. Cassetti (1891-92). Ferrara.


SEZ. 4
2
S
CANALE PALMARINI
40
20
0
-20
-40
1
O-SO
E-SE
SEZ. 1
SEZ. 3
S.S.16 ADRIATICA
2
NO
SE
Calcareniti giallo-rossastre, a luoghi straterellate, e sabbioni rossastri con ciottoletti - POSTCALABRIANO
Limi grigiastri più o meno argillosi, passanti in alto a sabbie giallastre - CALABRIANO
Calcareniti bianco-giallastre - CALABRIANO
Calcari grigio chiari e bianco avorio, stratificati - CRETACEO
S Sondaggi
SEZ. 2
CONTRADA MUSCIA
3
O-NO
E-SE
m 0 0.5 1 Km
SEZ. 1
S.S.16 (ADRIATICA)
4
SO
NE





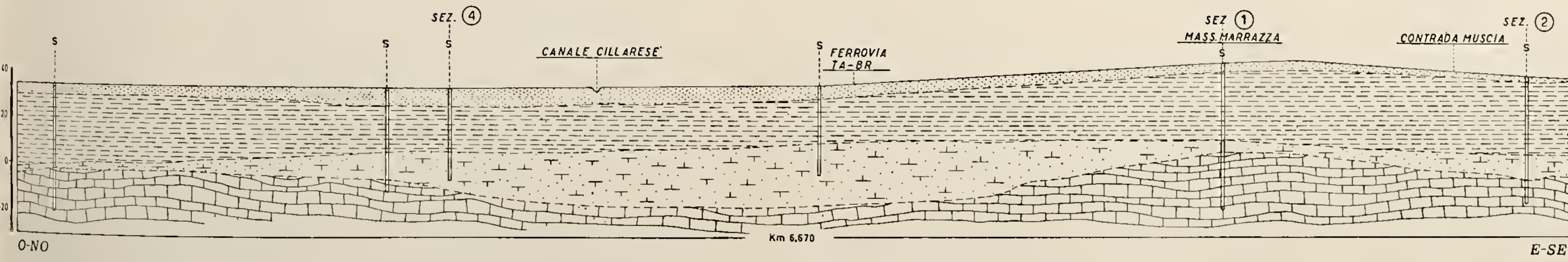
Calcareniti giallo-rossastre, a luoghi stratereltate, e sabbioni rossastri con ciottoletti — POSTCALABRIANO

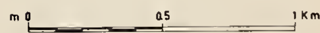
Limi grigiastri più o meno argillosi, passanti in alto a sabbie giallastre — CALABRIANO

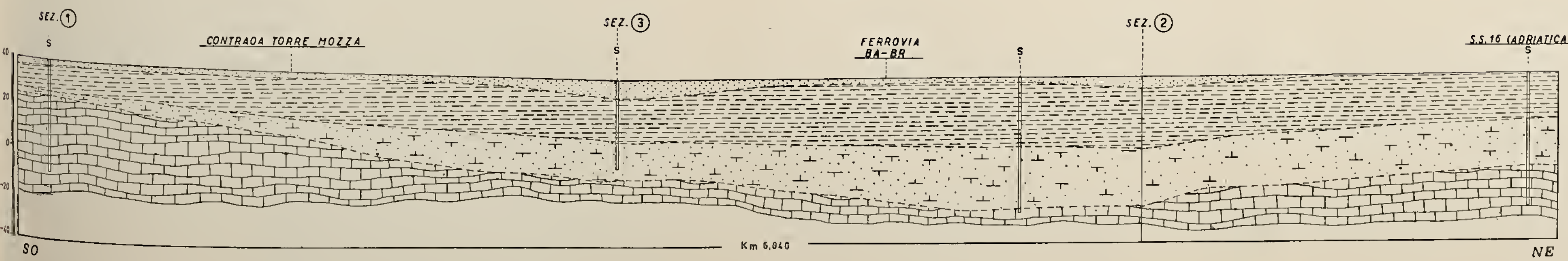
Calcareniti bianco-giallastre — CALABRIANO

Calcari grigio chiari e bianco avorio, stratificati — CRETACEO

S Sondaggi







Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 219-226, 6 tavv.

Sulla presenza di Anchispirocyclina lusitanica (Egger) nel Giurassico superiore del M. Alpi

Nota del Socio E. LUPERTO SINNI

(Tornata del 25 ottobre 1968)

Riassunto. — Viene segnalato il rinvenimento in alcuni campioni di roccia prelevati al M. Alpi in località Pietralonga alla quota di 1700 m circa s.l.m. di *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER).

Viene riportata le sinonimia della specie e alcune osservazioni personali sulle forme rinvenute.

Résumé — On signale la découvèrte dans des échantillons récoltés sur le M. Alpi, dans la localité Pietralonga à la q. 1700 m environ s.l.m. de *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER).

On s'ajoute la sinonimie de l'espèce et quelques observations personnelles sur les formes trouvées.

Fra gli studi che vengono svolti nell'ambito dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari sotto la direzione del Prof. A. VALDUGA, ne sono stati iniziati alcuni, al fine di giungere ad una migliore conoscenza della cronostratigrafia del Mesozoico dell'Italia meridionale.

Nel quadro di queste ricerche, nei mesi scorsi, mi sono dedicata allo studio micropaleontologico di numerosi campioni di roccia raccolti al M. Alpi, nei quali si possono osservare microfaune giurassiche di notevole importanza sia dal punto di vista cronostratigrafico che da quello strettamente micropaleontologico.

Ho riferito in un precedente studio (LUPERTO SINNI, 1968) a proposito di una associazione microfaunistica del Bathoniano superiore, rinvenuta in alcuni calcari del M. Alpi. La presente nota porta un altro

contributo alla conoscenza delle microfaune giurassiche dell'Appennino meridionale.

I campioni di rocce sui quali qui riferisco sono stati raccolti sul versante occidentale del M. Alpi, in località Pietralonga, alla quota di 1.700 m circa s.l.m.

Si tratta di calcari grigi scuri molto compatti; il loro studio micropaleontologico ha potuto esser fatto solo su sezioni sottili (non orientate).

Al microscopio tali sezioni hanno mostrato una microfacies costituita da micrite calcarea, opaca, grigio-scura, con piccoli intraclasti e qualche oolite; la roccia è attraversata da sottili vene di calcite spatica. I microfossili sono risultati piuttosto scarsi. Sono presenti: *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), frammenti di *Clypeina jurassica* Favre e valve di Ostracodi; sono rari altri microfossili, quali piccoli Valvulinidi.

Il rinvenimento di *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger) nelle sezioni sottili esaminate appare piuttosto interessante (*). La specie, dettagliatamente descritta e figurata da Maync (1959), è ritenuta indicativa del Kimmeridgiano superiore - « Portlandiano »: essa non era ancora stata segnalata in Italia.

La presenza nei calcari del M. Alpi può essere considerata una ulteriore testimonianza dell'ampia distribuzione areale della specie nell'ambito della Mesogea.

Ciò può acquistare particolare significato se si tiene presente che la specie ha limitata distribuzione verticale: i suoi esemplari possono, pertanto, essere ritenuti, a ragione, buoni fossili guida.

La specie è abbastanza conosciuta perchè io ne dia la descrizione sistematica. Riporterò solo la sinonimia e aggiungerò alcune osservazioni che è stato possibile compiere sugli esemplari esaminati.

Anchispirocyclina lusitanica (Egger)

Orbiculina infravalanginiensis — Choffat, 1885, Rec. Mon. Strat. Syst. Crét. Port., p. 3, etc. (*nomen nudum*).

Orbiculina lusitanica — Choffat, 1885, ibid., p. 4, etc. (*nomen nudum*).

Trematocyclina Munier-Chalmas, 1885 — Choffat, 1885 (part. *nomen nudum*) Schulumberger & Choffat, 1904, Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, vol. 4, p. 364).

Dicyclina sp. — Munier-Chalmas, 1887 (part.), C. R. Somm. Soc. Géol. France, n. 7, p. 31.

(*) Ringrazio il Prof. W. Maync che molto gentilmente ha esaminato le mie sezioni sottili confermando la determinazione di *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger).

Spirocyclina sp. — MUNIER-CHALMAS, 1887 (part), ibid., p. 31.

Dicyclina lusitanica CHOFFAT (*Orbiculina*). — CHOFFAT, 1887, Rech. Terr. Sec. Sud. Sado, vol. 1, n. 2, p. 268, etc. (*nomen nudum*).

Spirocyclina infravalanginiensis CHOFFAT (*Orbiculina*) — CHOFFAT, 1887, ibid., p. 273, etc. (*nomen nudum*).

Dicyclina lusitanica CHOFFAT — BERTRAND, 1897, Bull. Soc. Géol. France, ser. 3, vol. 25, n. 7, p. 721 (*nomen nudum*).

Spirocyclina infravalanginiensis CHOFFAT — BERTRAND, 1897, ibid., p. 721 (*nomen nudum*).

Dicyclina lusitanica — EGGER, 1902, K. Bayer. Akad. Wiss. München, Math-Phys. Cl., Abh. Cl. 2, vol. 21, part. 3, pp. 585-586, tav. 6, figg. 3-5.

Spirocyclina infravalanginiensis (sic) — EGGER, 1902 (part), ibid., pp. 586-591, tavv. 3-6.

Meandropsina vidali SCHLUMBERGER — EGGER, 1902, ibid., p. 586, etc., tavv. 3-6.

Iberina lusitanica CHOFFAT — MUNIER-CHALMAS, 1902, Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, vol. 2, p. 350.

Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS — EGGER, 1902, K. Bayer, Akad. Wiss München, Math.-Phys. Cl. Abh. Cl. 2, vol. 21, tav. 3, p. 673, etc.

Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS — SCHLUMBERGER & CHOFFAT, 1904, Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, vol. 4, n. 3, p. 358, etc. tavv. 9-10.

Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS var. *lusitanica* — SCHLUMBERGER & SCHOFFAT, 1904, ibid. p. 367.

Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS var. *infravalanginiensis* — SCHLUMBERGER & CHOFFAT, 1904, ibid., p. 367.

Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS var. *euxina* — CHARLES, 1933, Bull. Soc. Géol. France, ser. 5, vol. 2, n. 5-7, pp. 465-475, tav. 27, figg. 1-7.

Spirocyclina lusitanica (CHOFFAT) — MAYNC, 1938, Ecl. Geol. Helv., vol. 31, n. 1, p. 61.

Spirocyclina infravalanginiensis (CHOFFAT) — MAYNC, 1938, ibid., p. 61, etc., tav. 4, fig. 11.

Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS var. *infravalanginiensis* CHOFFAT — LUCAS, 1942, Bull. Service Carte Géol. Algérie, ser. 2 (Strat., Descr. Gén.) n. 16, pp. 387, 396, 402, etc.

Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS — BDNT, 1944, Bull. Soc. Géol. France, ser. 5, vol. 12 (1942), pp. 336-342.

Non *Spirocyclina* (*Spirocyclina*) cf. *infravalenginiensis* CHOFFAT — COLOM, 1847, Estud. Sed. Prof. Baleares, pp. 75-76, tav. 14, figg. 1-2.

Spirocyclina sp. MUNIER-CHALMAS — HENSON, 1948, Larger imperf. foram. S.W.-Asia, pp. 19-20; tav. 10, fig. 8 (?), 9; tav. 13, figg. 1-2.

Anchispirocyclina henbesti — JORDAN & APPLIN, 1952, Cush. Found. Foram. Res. Contr., vol. 3, tav. 1, pp. 3-5; tav. 2, figg. 1-4; tav. 3, figg. 1-3.

Choffatella zireggensis — SIGAL, 1952, Congr. Intern. Géol. 19 Monogr. Rég. ser. 1 (Algérie) n. 26, pp. 12-13.

Spirocyclina infravalanginiensis CHOFFAT — RAT, 1955, C. R. Acad. Sc., vol. 239 (1954) pp. 1820-1821.

Spirocyclina infravalanginiensis — AUROUZE & BIZON, 1955, Bull. Soc. Géol. France, ser. 6, vol. 5, pp. 51-54, tav. 1 b, figg. 1-6.

Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS var. *infravalanginiensis* CHOFFAT — ZBYSZEWSKI, 1955. Serv. Geol. Portugal, Not. Explic. Carta Geol. Arred. Lisbon, p. 26.
Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS var. *lusitanica* CHOFFAT — ZBYSZEWSKI, 1955, ibid., p. 27.
Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS — MAGNÉ, 1955, in EMBERGER, Bull. Soc. Géol. France, Ser. 6, vol. 5, ff. 7-9, pp. 544-545.
« *Spirocyclina* » *lusitanica* CHOFFAT — MAYNC, Ms, Congr. Géol. Intern., 20 (Mexico) 1956 Cretaceous Symposium.
« *Spirocyclina* » *infravalanginiensis* CHOFFAT — MAYNC, ibid.
« *Spirocyclina* » *lusitanica* — MAYNC, 1958, Cush. Found. Foram. Res. Contr., vol. 9, pt. 1, p. 1.
« *Spirocyclina* » *infravalanginiensis* — MAYNC, 1958, ibid., p. 1.
« *Spirocyclina* » *lusitanica* — MAYNC, 1958, Cush. Found. Foram. Res. Contr., vol. 9,pt. 3, pp. 53 e 55.
« *Spirocyclina* Q *infravalanginiensis* — MAYNC, 1958, ibid. p. 53 e 55.
Iberina lusitanica (EGGER) emend. MAYNC — MAYNC, 1959, Micropal., vol. 5, n. 1, pp. 41-59, tavv. 2 e 9.
Anchispirocyclina lusitanica (EGGER) — LOEBLICH e TAPPAN, 1964, Protista in MOORE, *Traitise on Invertebrate Paleontology*, parte C, vol. 1, pag. 233, fig. 147.

OSSERVAZIONI

Dopo aver compiuto lo studio critico delle forme riferibili a « *Iberina lusitanica* » (EGGER), MAYNC (op. cit.) ha dato della specie una diagnosi nuova, corredandola con una dettagliata descrizione dell'olotipo e con numerose illustrazioni di esemplari variamente sezionati.

Tale diagnosi è stata confermata da LOEBLIC & TAPPAN (1962) i quali hanno tuttavia ritenuto di dover porre la specie in sinonimia con *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER).

In base alle osservazioni condotte sulla variazione delle dimensioni e delle forme dei gusci in rapporto alle variazioni del diametro della camera embrionale, MAYNC è giunto a riconoscere nella specie « *Iberina lusitanica* » (EGGER) un caso di trimorfismo.

La specie citata presenta, infati, tre tipi di gusci che possono essere messi in relazione alle tre generazioni A_1 , A_2 , e B.

Le forme presenti nei campioni del M. Alpi hanno tutte guscio piccolo, a simmetria bilaterale, con camere ad avvolgimento planospiralato (come in *Choffatella*) e proloculus relativamente grande.

La struttura interna è del tutto tipica.

Poiché gli individui rinvenuti sono stati esaminati esclusivamente in sezione, non è stato possibile misurare con esattezza le dimensioni dei gusci. Si è potuto solo stabilire che questi hanno una larghezza che

varia intorno a 1,25 mm, mentre i diametri delle camere embrionali oscillano tra 0,07-0,15 mm: le forme con proloculus più ampio mostrano comunque guscio proporzionalmente più grande.

Le forme osservate possono essere ritenute appartenenti alla generazione A_1 della specie *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER). Secondo gli studi di MAYNC, infatti, la generazione A_1 di tale specie è rappresentata da individui megalosferici, che hanno guscio di piccole dimensioni e proloculus con diametro variabile da un minimo di 60 micron fino ad un massimo di 260 micron: i gusci di larghezza inferiore a 0,2 mm presentano proloculus con diametro di circa 140 micron.

Ricordo che in passato gli individui con tali caratteristiche morfologiche venivano riferiti alla specie *Spirocyclina infravalanginiensis* (CHOFFAT).

Come è noto, la presenza, nei campioni studiati, di individui rappresentanti solo la generazione A_1 può essere messa in relazione a sfavorevoli condizioni ambientali che hanno causato squilibri nei processi riproduttivi.

BIBLIOGRAFIA

AUROUZE G. e BIZON J. I., 1955. *Sur la présence de Spirocycline dans le Portlandien du Bassin de Paris.* Bull. Soc. Géol. France, s. 6, **5**, pp. 51-54. Parigi.

BERTRAND M., 1897. *Les exursions du septième Congrés Géologique International en Russie.* Bull. Soc. Géol. France, s. 3, **25**, n. 7, pp. 705-723. Parigi.

BONTE A., 1941. *Contribution a l'étude du jurassique della bordure septentrionale du Bassin de Paris.* Thesi Univ., Fac. Sc., pp. 1-439. Montpellier.

BONTE A., 1944. *Orbitammina elliptica d'*ARCHIAC *sp. foraminifère de grande taille du Bathonien superieur de l'Ainse et des Ardennes.* Boll. Soc. Géol. France, s. 5, **12** (1942), pp. 329-350. Parigi.

CHARLES F., 1933. *Spirocyclina choffati* MUNIER-CHALMAS *var. euxina, nov. var., dans les calcaires inférieurs de la région d'Heraclée (Asie Mineure).* Bull. Soc. Géol. France, s. 5, **2** (1932), n. 5-7, pp. 465-475. Parigi.

CHOFFAT P., 1885. *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système Crétacique du Portugal; Première étude - Contrées de Cintra, de Bellas et de Lisbonne.* Portugal, Sect. Trav. Geol. Mém., pp. 1-68. Lisbona.

CHOFFAT P., 1887. *Recherches sur les terrains Secondaires au Sud du Sado.* Portugal, Comm. Trab. Geol., Commun., **1**, f. 2, pp. 222-311. Lisbona.

COLOM G., 1947. *Estudios sobre la sedimentacion profunda de las Baleares desde el Lias superior al Cenomanense - Turonense.* Spain, Inst. Invest. Geol. « Lucas Mallada », pp. 1-147.

EGGER J. G., 1902 a. *Der Bau der Orbitolinen und verwandter Formen.* K. Bayer. Akad. Wiss. Munchen, Math-Phys. Cl., Abh., **21** (1901-1902), tav. 3, pp. 577-600 Monaco.

EGGER J. G., 1902 b. *Ergãnzungen zum Studium der Foramiriferen-familie der Orbitoliniden.* Ibid., **21**, tav. 3, pp. 673-682. Monaco.

GIGNOUX M. e MORET L., 1921. *Le genre Orbitopsella Mun-Chalm. et ses relations avec Orbitolina.* Boll. Soc. Géol. France, s. 4, **20** (1920), ff. 4-5, pp. 129-140. Parigi.

HENSON F. R. S., 1948. *Larger imperforate foraminifera of south-western Asia.* British. Museum (Natural History), pp. 1-27. London.

HOTTINGER, 1967. *Foraminifères imperforés du mesozoique marocain.* Not. et Mem. du Serv. Geol. n. 209. Ed. du Service Geol. du Maroc. Rabat.

JORDAN L. e APPLIN E. R., 1952. *Choffatella in the Gulf Coastal region of the United States and description of Anchispirocyclina n. gen.* Cushman Faund. Foram. Res. Contr., **3**, tav. 1, pp. 1-5. New York.

LOEBLIC A. R. e TAPPAN H., 1964. Protista in: MOORE R. C. *Treatise on invertebrate paleontology.* Part. C, **1** e **2**, pp. 1-900, figg. 653, University Press. Kansas.

LUCAS G., 1942. *Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi El Abed (frontière Algèro-Marocain).* Algeria, Boll. Serv. Carte Géol. s. 2 (Stratigr. Destr. Rég.), n. 16, pp. 1-538. Algeri.

LUPERTO SINNI E., 1966. *Presenza di Foraminiferi giurassici nei Calcari con selce di S.Fele.* Boll. Soc. Geol. It., **85**, 275-285, 7 figg. Roma.

LUPERTO SINNI E., 1968. *Microfaune Bathoniane del M. Alpi*, in corso di stampa sul Boll. Soc. Nat. in Napoli.

MAYNC W., 1938. *Die Grenzschicten von Jura und Kreide in der Titliskette.* Ecl. Geo. Helv., **31**, n. 1, pp. 21-70. Basel.

MAYNC W., M. S. *Foraminiferal kej biozones in the lower cretaceous of the Western Hemisphere and the Tethis provincie.* Intern. Geol. Congr., **20** (Mexico) 1956, Cretaceous Symposium. Città del Messico.

MAYNC W., 1958. *Feurtillia frequens n. gen.; n. sp., a new genus of Lituolid foraminfera.* Cush. Found. Foram. Res. Contr., **9**, tav. 1, pp. 1-3. New York.

MAYNC W., 1958 b. *Note sur Pseudocyclammina jaccardi et sa synonymie.* Rev. de Micropal., **1**, n. 1, pp. 9-16. Parigi.

MAYNC W., 1959. *The foraminiferal genera Spirocyclina and Iberina.* Micropaleontology, **5**, n. 1, pp. 33-68, tav. 1 e 8,3 figg. testo.

MUNIER-CHALMAS E., 1887. *Sur trois genres noveaux de foraminifères.* C. R. Somm. Soc. Géol. France, n. 7, pp. 30-31. Parigi.

MUNIER-CHALMAS E., 1902. *Sur les foraminifères ayant un réseaux de mailles polygonales.* Boll. Soc. Géol. France, s. 4, **2**, pp. 349-351. Parigi.

RAT P., 1955. *Observations sur les faciès saumatres et marins de la base du Wealdien, dans l'Est de la provincie de Santander (Espagna).* Acad. Sc., **239** (1954), pp. 1820-1821.

SCHLUMBERGER C., 1898. *Note sur le genre Meandropsina Mun. - Chalm., n. gen.* Boll. Soc. Géol. France, s. 3, **26**, f. 3, pp. 336-339. Parigi.

SCHLUMBERGER C., 1899. *Note sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus du Crétacé d'Espagne.* Boll. Soc. Géol. France, s. 3, **27**, pp. 456-465. Parigi.

SCHLUMBERGER C. e CHOFFAT P., 1904. *Note sur le genre Spirocyclina Munier-Chalmas et quelques autres genres du même auteur.* Boll. Soc. Géol. France, s. 4, **4**; n. 3, pp. 358-368. Parigi.

ZBYSZEWSKI G., 1955. *Noticia explicativa do Folha 3: Cascais.* Portugal, Serv. Geol., Carta Geol. Arredores de Lisboa, pp. 1-39. Lisbona.

TAVOLA I.

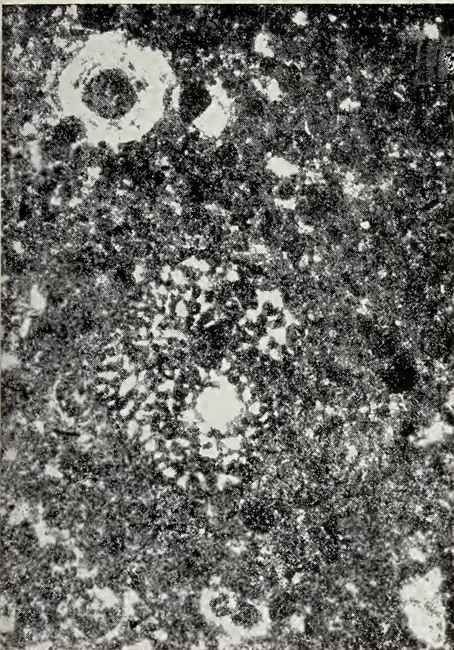
Figg. 1-4. — *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), ×40. Campione C 30 M. Alpi.

1 - Sezione leggermente obliqua rispetto al piano di simmetria, passante per la camera embrionale. Sezione sottile C 30/3.

2 - Idem. Sezione sottile C 30/2.

3 - Idem. Sezione sottile C 30/1.

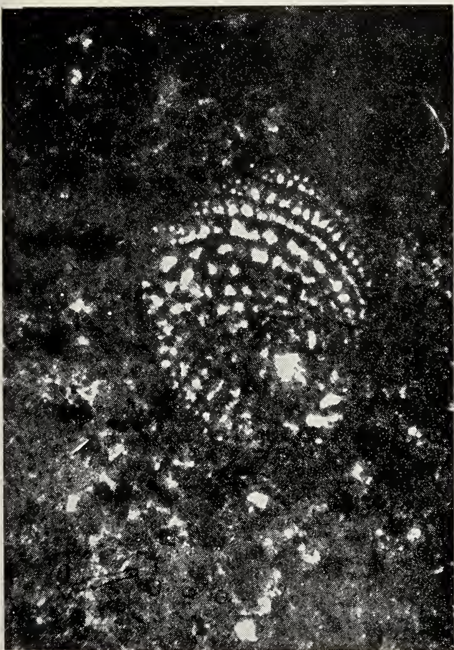
4 - Idem. Sezione sottile C 30/4.



1



2



3



4

TAVOLA II.

Figg. 1-4. — *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), ×40. Campione C 30 M. Alpi.

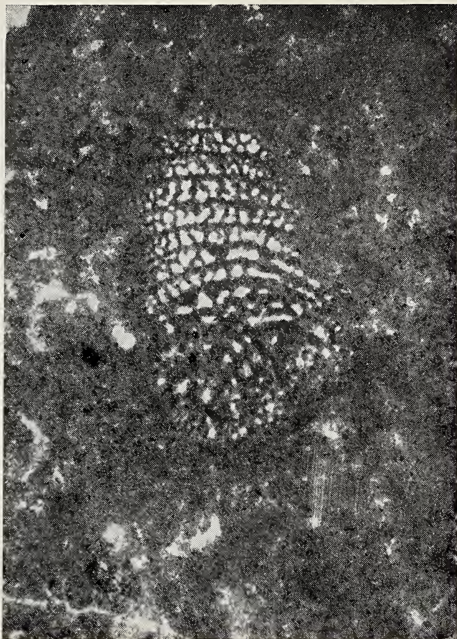
1 - Sezione trasversale, molto obliqua rispetto all'asse di avvolgimento del guscio. Sezione sottile C 30/2.

2 - Sezione obliqua, marginale esterna. Sezione sottile C 30/1.

3 - Sezione quasi perpendicolare all'asse di avvolgimento. Sezione sottile C 30/2.

4 - Sezione molto obliqua. Sezione sottile C 30/4.


1


2


3

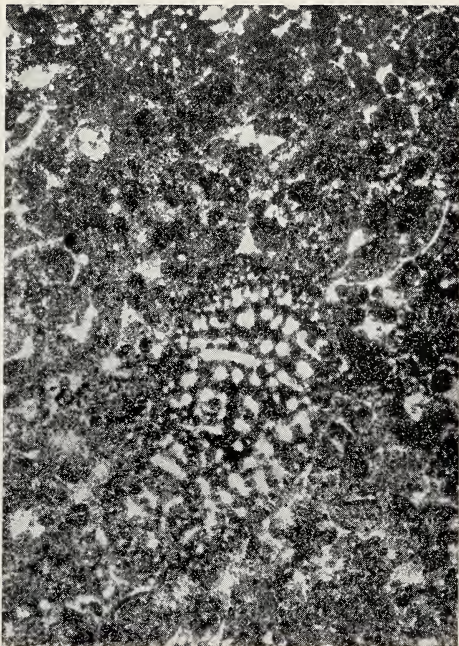
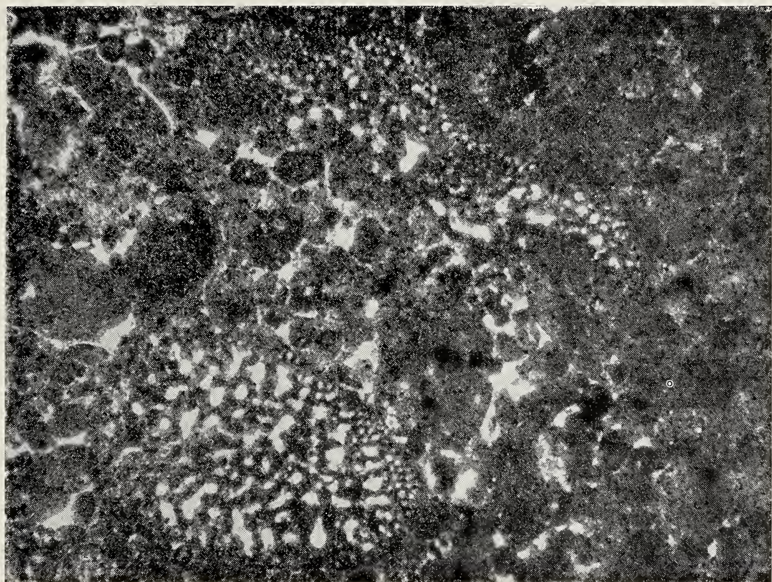

4

TAVOLA III.

Figg. 1-2. — *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), ×40. Campione C 30. M. Alpi.

1 - Sezione sottile C 30/4.

2 - Sezione sottile C 30/4.



1

2

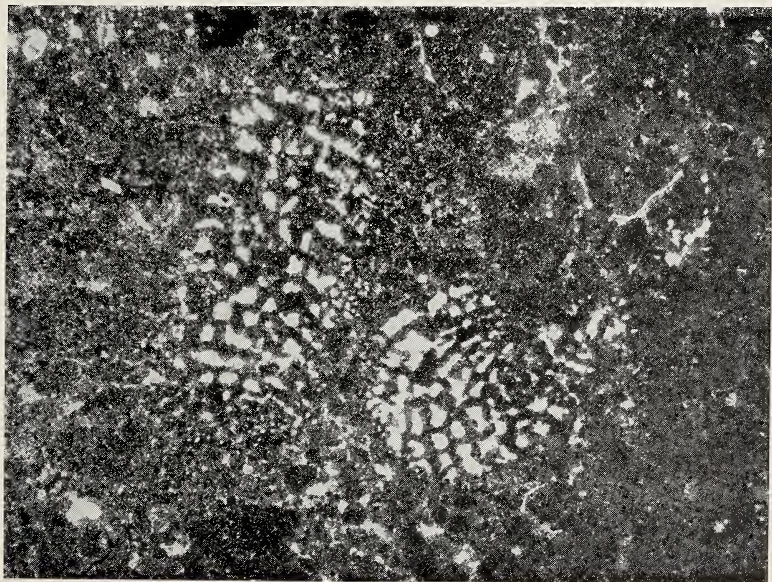
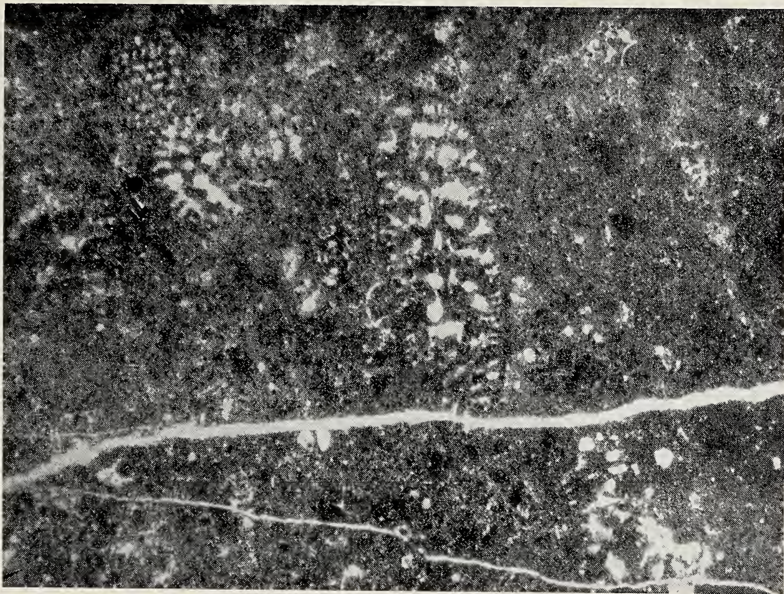


TAVOLA IV.

Figg. 1-2. — *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), ×40. Campione C 30. M. Alpi.

1 - Sezione sottile C 30/2.

2 - Sezione sottile C 30/2.



1

2

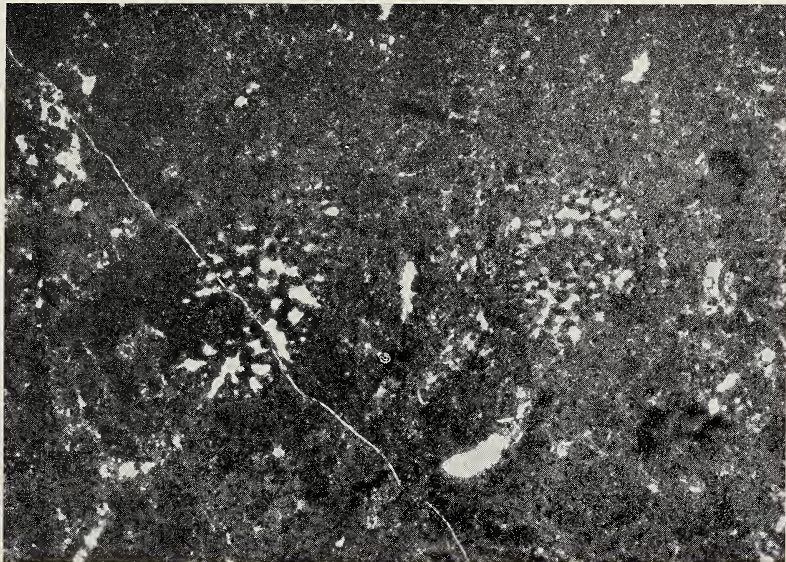
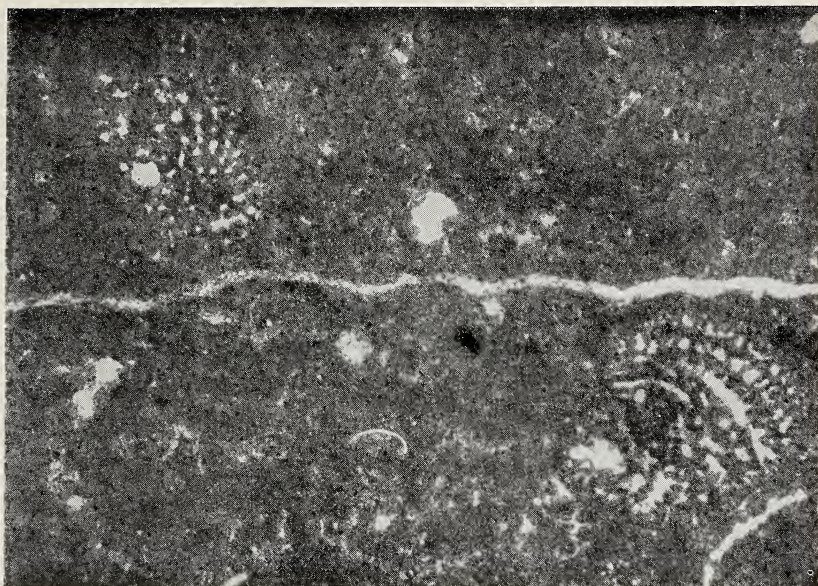


TAVOLA V.

Figg. 1-2. — *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), ×40. Campione C 30. M. Alpi.

1 - Sezione sottile C 30/4.

2 - Sezione sottile C 30/4.



1

2

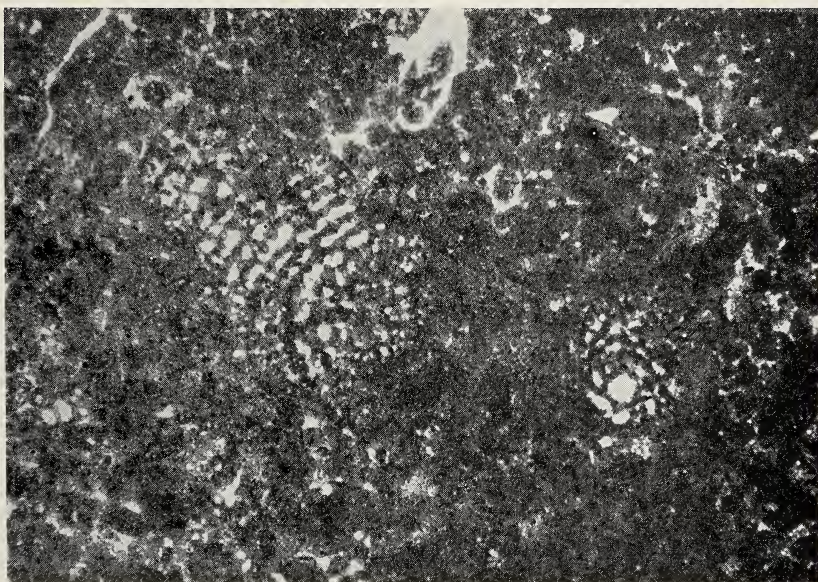
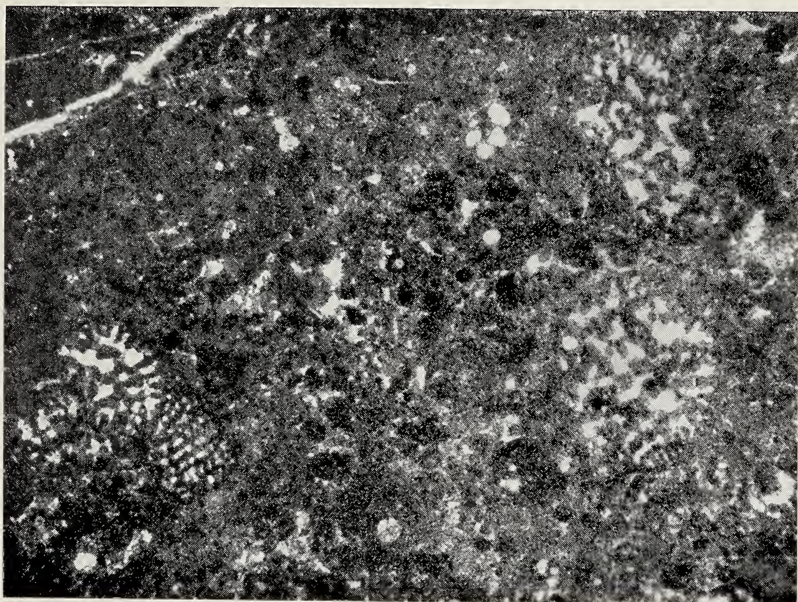


TAVOLA VI.

Figg. 1-2. — *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), ×40. Campione C 30. M. Alpi.

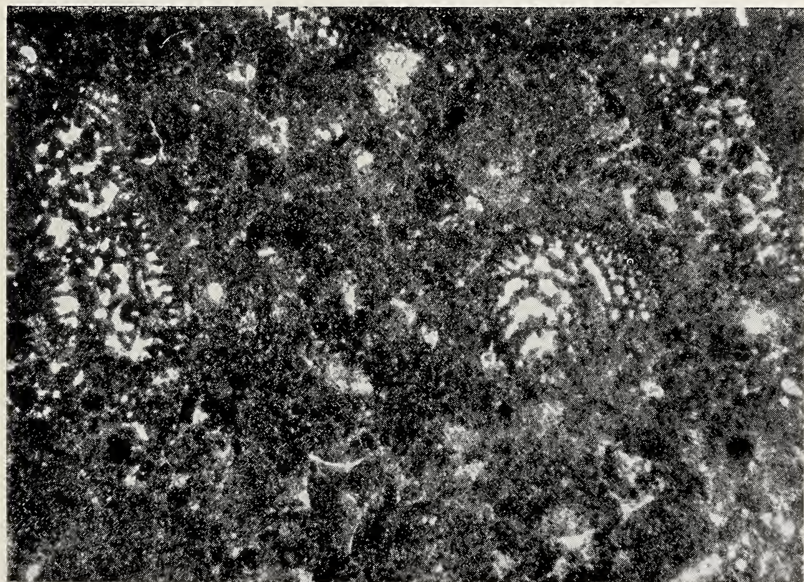
1 - Sezione sottile C 30/2.

2 - Sezione sottile C 30/2.



1

2



Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 227-234, 1 tav.

Presenza di *Protopeneroplis striata* Weynschenk in alcuni strati di calcari oolitici del Gargano

Note del Socio ELENA LUPERTO SINNI

(Tornata del 29 novembre 1968)

Riassunto. — L'Autore riferisce circa il rinvenimento in alcuni campioni di calcari oolitici prelevati in varie località del Promontorio del Gargano e (comprese nel Foglio 156 « S. Marco in Lamis ») di una microfauna del Dogger superiore-Malm inferiore costiuita da:

Protopeneroplis striata WEYNSCHENK, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Trocholina* spp. *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Conicospirillina basiliensis* MOLHER. *Nodophthalmidium jurassicum* CAROZZI, *Involutina turgida* KRISTAN, ecc..

L'Autore aggiunge alcune considerazioni di carattere cronostratigrafico e paleoecologico.

Resumé. — L'étude micrapaléontologique d'échantillons de calcaires oolithiques provenant de quelques localités du Promontoire du Gargano (situées dans le feuille 156 « S. Marco in Lamis ») a permis d'observer une microfaune du Dogger supérieur-Malm inférieur composées de:

Protopeneroplis striata WEYNSCHENK, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Trocholina* spp. *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Conicospirillina basiliensis* MOLHER. *Nodophthalmidium jurassicum* CAROZZI, *Involutina turgida* KRISTAN, ecc..

L'Auteur ajoute quelques considérations chronostratigraphiques et paléoécologiques.

Recentemente l'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari ha iniziato indagini sui caratteri lito e biostratigrafici delle formazioni affioranti nell'area comprendente il Promontorio del Gargano. Tali indagini sono state limitate, in via preliminare, alla zona corrispondente a quella della Tavoletta 156 II NE « Monte Spigno » della Carta Geologica d'Italia: le ricerche saranno estese a gran parte del territorio incluso nel F° 156 « San Marco in Lamis ».

(*) Istituto di Geologia e Paleontologia.

In un recente rilevamento di dettaglio della già ricordata tavoletta (CORRADO, 1967, op. ined.) sono stati distinti i sottoindicati termini litostratigrafici:

g) detriti di falda
f) depositi alluvionali recenti
e) depositi eluviali e colluviali (« terre rosse »)
d) calcareniti di Vadovara
c) calcari e dolomie di Iazzo Sancina
b) calcari oolitici di M. Spigno
a) calcari di scogliera di M. di Mezzo.

Secondo l'Autore del rilevamento, i termini a), b) e c) corrispondono rispettivamente alle formazioni: Calcari di scogliera di M. Sacro, Calcari oolitici di Coppa Guardiola e Calcari e Dolomie di M. Iacotenente, già distinte e definite nelle loro caratteristiche dai rilevatori del F° 157 « Monte S. Angelo » (v. in proposito PAVAN & PIRINI, 1965 e MARTINIS & PAVAN, 1967).

Anche nell'area studiata nel corso del già ricordato rilevamento, le formazioni dei Calcari di scogliera di M. di Mezzo, dei Calcari oolitici di M. Spigno e dei Calcari e delle Dolomie di Iazzo Sancina risulterebbero, almeno in parte, eteropiche tra loro.

Analogamente a quanto è stato osservato in vicine aree dai precedenti autori citati, secondo CORRADO (op. cit.) le tre formazioni anzidette sono riferibili a tre diversi ambienti di sedimentazione, tipici dei complessi di scogliera.

I Calcari di M. di Mezzo affiorano lungo una fascia dall'andamento piuttosto irregolare, che attraversa la parte settentrionale dell'area della tavoletta e comprende da E verso O: Coppa Calda, Inversa delle Ripe, M. di Mezzo, M. Pizzuto, M. Vernone, Chiancata dell'Acero.

Essi rappresenterebbero la facies di scogliera propriamente detta (bank - reef). Sono calcari bianchi e rosati, massicci, a volte cariati. Si tratta di rocce tipicamente compatte, che solo a tratti presentano una struttura breccioide o vacuolare (gli elementi detrici sono verosimilmente quelil di accumulo interstrutturale).

Il contenuto paleontologico è dato da fossili caratteristici di scogliera: Coralli in prevalenza, Alghe calcaree e nella parte superiore, Ellipsactinie.

Il Calcare oolitico di M. Signo, che rappresenterebbe la zona di retroscogliera (back - reef), è osservabile a sud dell'area di affioramento del Calcare di M. di Mezzo e precisamente, da E verso O, nelle località: Voscari, Volparella, M. Croce, M. Spigno, Coppa Postofitto, Cime Talegro. Esso è essenzialmente costituito da calcari detritici (da grossolani a fini), da calcari compatti di color nocciola a frattura concoide, nonchè da calcari oolitici e pseudoolitici. Tali rocce si succedono verticalmente con alternanze o passano fra loro lateralmente.

Il Calcare di M. Spigno ha una stratificazione regolare (tranne che nella fascia ad immediato contatto con i Calcari massicci di M. di Mezzo).

Infine i Calcari e le Dolomie di Iazzo Sancina che rappresenterebbero la transizione fra i sedimenti di scogliera e quelli di mare aperto, affiorano in un piccolo lembo nella zona nord-orientale della tavoletta. Per quello che è stato accertato nel corso del rilevamento, essi sono costituiti da un'alternanza di grossi banchi di dolomie bianche e di calcari dolomitici a grana variabile, da grossolana (a luoghi con tipi brecciodi o farinosi) a fine (talora ceroidi, con noduli e liste di selce). Nella zona di contatto con i calcari di M. di Mezzo sono evidenti i fenomeni di dolomitizzazione.

I fossili sono piuttosto scarsi e principalmente rappresentati da Coralli, Alghe calcaree, vari generi di Molluschi ed Ellipsactine nella parte superiore.

Le tre formazioni sono state riferite al Giurassico superiore in senso lato. Si sono comunque iniziati studi micropaleontologici e sedimentologici al fine di definire l'età alla quale devono essere riferiti alcuni livelli delle singole formazioni e allo scopo di meglio comprendere le condizioni paleoecologiche dei loro ambienti di sedimentazione.

Fra le osservazioni a tal fine compiute sono apparse interessanti quelle condotte su campioni provenienti da livelli della formazione dei Calcari oolitici di M. Spigno, affioranti nelle seguenti località: NO di Masseria Mangiatorma, SO di Iazzo Morticelli, Cime Talegro, Nevara, E Caserma della Guardia di Bosco Spigno, Monte Spigno (q 995). Le sezioni sottili di tali campioni hanno mostrato che i calcari sono detritici, con elementi di varia natura (generalmente con abbondanti ooliti o pseudooliti), cemento calcitico o a volte dolomitico per dolomitizzazione secondaria; solo in un caso (nei campioni provenienti dalla località Iazzo Morticelli) la microlitofacies è apparsa costituita da un calcare micritico con rare ooliti.

Il contenuto microfaunistico osservato è risultato pressochè simile in

tutti i campioni esaminati (variano solo le percentuali delle singole specie presenti).

Esso è rappresentato da *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, varie specie di *Trocholina*, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Conicospirillina basiliensis* MOLHER, *Nodophthalmidium jurassicum* CAROZZI, *Involutina turgida* KRISTAN. Sono presenti anche alghe del tipo *Baueina*, *Cayuexia* e *Lithocodium*, frammenti di Coralli, frammenti di valve di Brachiopodi, resti di Lamellibranchi, piccoli Gasteropodi, radioli e frammenti di gusci di Echini.

Il rinvenimento di questa associazione in alcuni livelli del Calcare di M. Spigno presenta un interesse cronostratigrafico, micropaleontologico e paleocologico.

Dal punto di vista cronostratigrafico, infatti, la presenza di *Protopeneroplis striata*, insieme agli altri microfossili citati, permette di attribuire i livelli in parola al Dogger superiore - Malm inferiore. Inoltre, la presenza dell'associazione citata permette di rivedere l'opinione, ritenuta fino ad ora valida, secondo la quale i livelli più antichi affioranti nel promontorio del Gargano fossero del Titonico medio (in proposito ci si riferisce agli strati a *Saccocoma* osservati in località M. Chianconello nella serie dei calcari con liste e noduli di selce, (F° 157 II NE), stratigraficamente sotto a livelli con *Calpionella alpina* LORENZ e *Calpionella elliptica* CADISCH e, solo per questo motivo, appunto riferiti al Titonico medio: v. ZAMPARELLI, 1963).

Dal punto di vista paleocologico si può d'altra parte osservare che la presenza di *Protopeneroplis striata* viene sempre più frequentemente segnalata in strati generalmente detritici del Dogger superiore - Malm inferiore, affioranti in aree comprese nella Tetide: nel Tirolo (WEYNSCHENK, 1950), in Israele (REISS, 1958), nell'Aquitania orientale (DAFAURE, 1958), in Turchia (DESSAUVAGIE, 1963), nelle Dinaridi e nel Montenegro (RADOICIC, 1963; FARINACCI & RADOICIC, 1964), nell'Italia settentrionale (FERRARI, 1969 e 1961), nell'Italia centrale (RAFFI & FORTI, 1959; FARINACCI, 1964; COLACICCHI, 1964; FARINACCI & RODOCIC, 1964), nell'Italia meridionale (LUPERTO, 1961; LUPERTO SINNI, 1966 e 1968) e in Sardegna (SARTONI, 1965).

Le microfacies con *Protopeneroplis striata* e *Trocholina* spp., da quanto finora risulta (RAFFI & FORTI op. cit. COLICICCHI & PRATURLON, 1965 a e 1965 b; CRESCENTI, 1966; e altre opere citate) sembrano caratterizzare le aree di transizione da ambienti neritici ad ambienti di mare più aperto e profondo.

Tali microfacies appaiono quindi sempre più significative ed utili ai fini di correlazioni regionali a grande distanza.

ELENCO BIBLIOGRAFICO

Agip Mineraria, 1959 - *Microfacies italiane (dal Carbonifero al Miocene Medio)*. 1-35, 145 tavv., S. Donato Milanese.

Bronnimann P., 1955 - *Microfossiles incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba.* Micropaleontology, n. 1, 1, 28-51, New York.

Bucca L., 1881 - *Appunti geologici sui monti del Gargano in provincia di Capitanata.* Boll. R. Uff. Geol. It., **12**, 556-563, fig. 1, Roma.

Canavari M. & Cortese E., 1884 - *Nuovi appunti geologici sul Gargano.* Boll. R. Com. Geol. It., s. 2, **5**, n. 7-8, 225-240; **5**, n. 9-10, 289-304, Roma.

Carozzi A., 1955 - *Dasycladacées du Jurassique supérieur du bassin de Genève.* Ecl. Geol. Helv., **48**, n. 1, 31-67, figg. 1-19, in testo, tavv. 5-6, Basel.

Casteras M., Cuvillier J., Arnould M., Burollet P. F., Clavier B. & Dufaure Ph., 1957 - *Sur la présence du Jurassique supérieur et du Néocomien dans les Pyrénées orientales et centrales françaises.* Bull. Soc. d'Ist. Nat. Tolouse, **92**, 197-335, tavv. 1-14, Tolosa.

Catenacci E., De Castro P. & Sgrosso I., 1964 - *Complessi-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, (2), 1-20, tavv. 6, Roma.

Checchia Rispoli G., 1916 - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Vico (Monte Gargano).* Atti R. Acc. Lincei, s. 5, **25**, I semestre, 332-333, Roma.

Checchia Rispoli G., 1919 - *Osservazioni geologiche sul M. Gargano.* Rend. R. Acc. Lincei, **28**, s. 5, II semestre, fasc. 12, 499-502, Roma.

Checchia Rispoli G., 1928 - *Carta Geologica d'Italia F° 756 « S. Marco in Lamis ».* R. Uff. Geol. d'It., Roma.

Cita M. B., 1965 - *Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the Southern Alps (Northen Italy).* 1-99, figg. 17, tavv. 117, Ed. J. Brill. Leiden.

Colacicchi R., 1966 - *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche.* Mem. Soc. Geol. It., **5**, 1-18, figg. 2, Roma.

Colacicchi R., Praturlon A., 1965 a - *Il problema delle facies nel Giurese della Marsica Nord-Orientale.* Boll. Soc. It., **84**, (1), 55156, figg. 3, Roma.

Colacicchi R., Praturlon A., 1965 b - *Stratigraphical and paleogeographical investigations on the Mesozoic shelfedge facies in Eastern Marsica (Central Appennines, Italy).* Geol. Romana, **4**, 89-118, tavv. 3, Roma.

Corrado F., 1967 - *Rilevamento geologico dell'area della tavoletta 156 II NE « Monte Spigno ».* Tesi inedita, Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bari.

Cortese E. & Canavari M., 1884 - *Nuovi appunti geologici sul Gargano.* Boll. Com. Geol. It., **15**, 225-240 e 288-304, tav. 1, Roma.

Crescenti U., 1966 - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche.* Boll. Soc. Geol. It., **85**, 541-579, figg. 3, Roma.

Cuvillier J., 1953 - *Coupe stratigraphique dans le Neocomien et le Jurassique supérier de Lacq (forage 104).* Rev. Inst. Fr. Petrol., **10**, n. 5, Paris.

Cuvillier J. & Debourle A., 1954 - *Découvèrte du Jurassique terminal et du Néocomien en Aquitaine occidentale et méridionale.* C. R. Somm. Géol. France, n. 4, Paris.

De Castro P., 1962 - *Il Giura - Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della valle dell'Irno e della Piana di Montoro.* Boll. Soc. Nat. Napoli, **71**, 1-34, tavv. 19, Napoli.

Dessovagie T. F. J., 1963 - *On the occurence of Neotrocholina in Turkey.* Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turk, **60**, 71-75, tavv. 2, Ankara.

Dondi L., Papetti I. & Tedeschi D., 1966 - *Contributo alle conoscenze del Mesozoico del sottosuolo abruzzese.* Geol. Romana, **5**, 69-98, figg. 9, tavv. 8, Roma.

Donze P., 1958 - *Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la « fosse vocontienne » (Massifs subalpine septentrionaux, Ardeche, Grands-Causses, Provence.- Alpes - Maritimes).* Thése Lyon trav. Lab. Géol. Fac. Sc. de Lyon, n. 3, 1-220, figg. 1-32 in testo, tavv. 1-VI, Lyon.

Dufaure Ph., 1958 - *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence.* Rev. Micropal., **1**, (2), 87-115, figg. 6, Paris.

Farinacci A., 1964 - *Sulla posizione sistematica e stratigrafica di Protopeneroplis striata* Weznschenk, 1950, (*Foraminifera*). Geol. Rom., **3**, 41-48, figg. 1-5, in testo, Roma.

Farinacci R. & Radoicic R., 1965 - *Correlazioni fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. La Ricerca Scientifica,* **34**, (II-A) 269-300, figg. 4, tavv. 15, Roma.

Garrot H., Lacassagne R. & Nouet G., 1959 - *Caractères microstratigraphiques du Dogger des Ardennes et liaison avec certaines sondages de Normandie.* Rev. de Micropal., **1**, n. 4, 200-216, figg. 3, tav. 1, Paris.

Leupold W. & Bigler H., 1935 - *Coscinoconus, eine neue Foraminiferen form aus Tithon-Unterkreide Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen.* Ecl. Geol. Helv., **28**, 2, 606-624, tav. 1, Basel.

Leupold W. & Maync W., 1935 - *Das Auftreten von Choffatella, Pseudocyclammina, Lovecnipora, Clypeina im alpinen Faziesgebiet.* Ecl. Geol. Helvet., **28**, n. 1, 129-139, Basel.

Leischner W., 1959 - *Zur Kenntnis der Microfauna und flora der Salzburger Kalkalpen.* Neues Jahrb. Geol. Palaont. Abh., Bd 112, H. 1, 1-47, tavv. 1-14, Stutgart.

Luperto E., 1964 - *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza).* Palaeontogr. Ital., **57**, (1962), 1-9, 1 fig. testo, tavv. 1-V, Pisa.

Luperto Sinni E., 1966 - *Segnalazione di microfaune mesozoiche nei calcari dei dintorni di Vietri di Potenza (Lucania).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **25**, 105-120, tavv. 7, Napoli.

Luperto Sinni E., 1966 - *Presenza di Foraminiferi giurassici nei calcari con selce di S. Fele.* Boll. Soc. Geol. It., **85**, 275-285, figg. 7, Roma.

Mattavelli R. & Pavan G., 1965 - *Studio petrografico delle facies carbonate del Gargano.* Rend. Soc. Mineral. It., **21**(207-245, figg. 4, tavv. 3, Pavia.

Martinis B. & Pavan G., 1965 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia Foglio 157 « Monte S. Angelo ».* Serv. Geol. d'Italia, 1-53, Roma.

Mayync W., 1938 - *Die Grenzschichthen von Jura und Kreide in der Titliskette.* Ecl. Geol. Helv., **31**, n. 1, 21-70, Basel.

Maync W., 1952 - *Critical toxonomic study and nomenclatural revision of the Litualidae, based upon the prototype of the family, Lituola nautiloidea Lamarck. 1804.* Contr. Cush. Found Foram. Res., **3**, n. 2, 35-56, tavv. 9-12, New York.

Mohler W., 1938 - *Mikropalaontologische Untersuchungen in der nordschweizeschen Jura formation.* Scweiz. Palaeont. Geell. Abhandl, **60**, 1-53, tavv. 1-4, 10 figg. testo, Bâle.

Pavan G. & Pirini C., 1966 - *Stratigrafia del Foglio 157 « Monte S. Angelo »,* Boll. Serv. Geol. d'It., **86**, 3-43, tavv. 1-13, Roma.

Praturlon A., 1964 - *Colcareous Algae from Jurassic - Cretaceous limestone of central Appennins (Southern Latium, Abruzzi).* Geol. Rom., **3**, 171-202, figg 1-34, in testo, Roma.

Raffi G. & Forti A., 1959 - *Micropaleontological and stratigraphical investigations in « Montagna del Morrone » (Abruzzi - Italy).* Rev. de Micropal., **2**, 8-20, figg. 3, testo, tab. 1, tavv. 1-2, Paris.

Reiss Z., 1958 - *Notes on Foraminifera from the Jurassic of Istrael. Protopeneroplis striata Weynschenk.* Geol. Serv. of Israel Bull., n. 17, 8-10, figg. 2, testo, Jerusalem.

Sacco F., 1910 - *L'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **29**, 287-367, Roma.

Sacco F., 1911 - *La Puglia, schema geologico.* Boll. Soc. Geol. It., **30**, n. 3, 529-637, 1 carta geol., Roma.

Sartoni S., 1965 - *Stratigrafia dei terreni sedimentari del Foglio 208 « Dorgoli ».* Giornale di Geologia, **33**, s. 2, 159-173, tavv. 15-16, Bologna.

Sartoni S., 1965 - *Stratigrafia dei terreni sedimentari del Foglio 208 « Dorgali ». pennino Meridionale.* Giornale di Geologia, s. 2, **29**, 161-302, 1 tab., tav. 42, Bologna.

Tobler A., 1928 - *Uber Pseudocyclammina und Choffatella im schweizerischen Juragebirge.* Ecl. Geol. Helv., **19**, 3, 714-719, tavv. 77, Basel.

Zamparelli V., 1963 - *Livello a Saccocoma nel Gargano.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-9, tavv. 4, Roma.

Viola C. & Cassetti M., 1893 - *Contributo alla geologia del Gargano.* Boll. R. Com. Geol. It., **24**, 101-129, Roma.

Weynschenk R., 1950 - *Die Jura Mikrofauna und-flora des Sonnwendge birges (Tirol) Schlern schrifte.* Univ. Innsburk, **83**, 1-32, tavv. 1-3, tab. 1, figg. 5, testo, Innsburk.

Weynschenk R., 1951 - *Two new Foraminifera from the Dogger and Upper Triassic of the Sonnwend Mountains of Tyrol* Journ. of Pal., **75**, 793-795, 11, fig. 3, testo, Tulsa.

Weynschenk R., 1954 - *A note on the Iurassic marker Pseudocyclammina lituus Yabe and Hanzawa and Labrynthina mirabilis Weynschenk.* Micropaleontology, **8**, n. 3, 1-47, New York.

Weynschenk R., 1956 - *Some rare Jurassic index foraminifera.* Micropaleontology, n. 3, **2**, 283-286, tab. 1, tavv. 1, figg. 3 testo, New York.

SPIEGAZIONE TAV. 1

Fig. 1. — Calcare detritico con *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina* spp.. Sezione sottile C 8, × 40.
Località: Masseria Mangiatorma (Tav. 156 II NE « Monte Spigno »).

Fig. 2. — Calcare detritico con ooliti con *Trocholina* spp., Sezione sottile C 33, × 40.
Località: Cime Talegro (Tav. 156 II NE « Monte Spigno »).

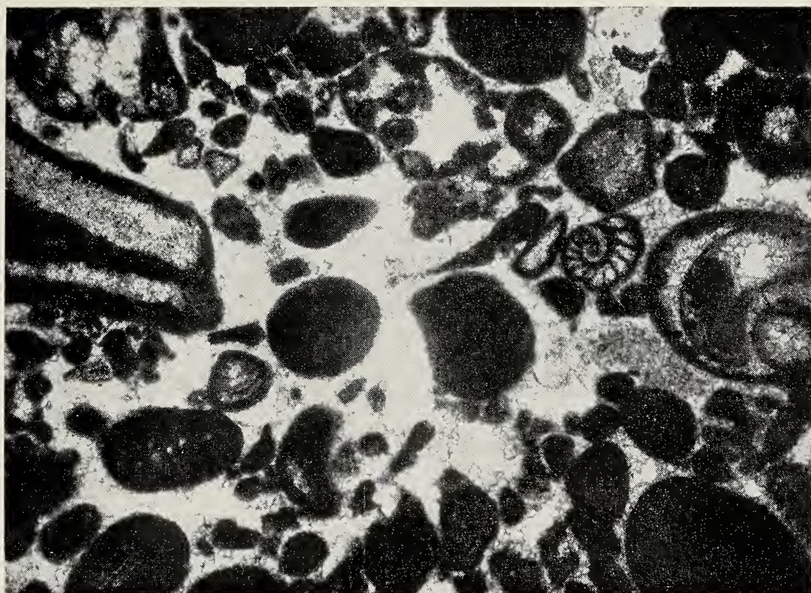


Fig. 1.

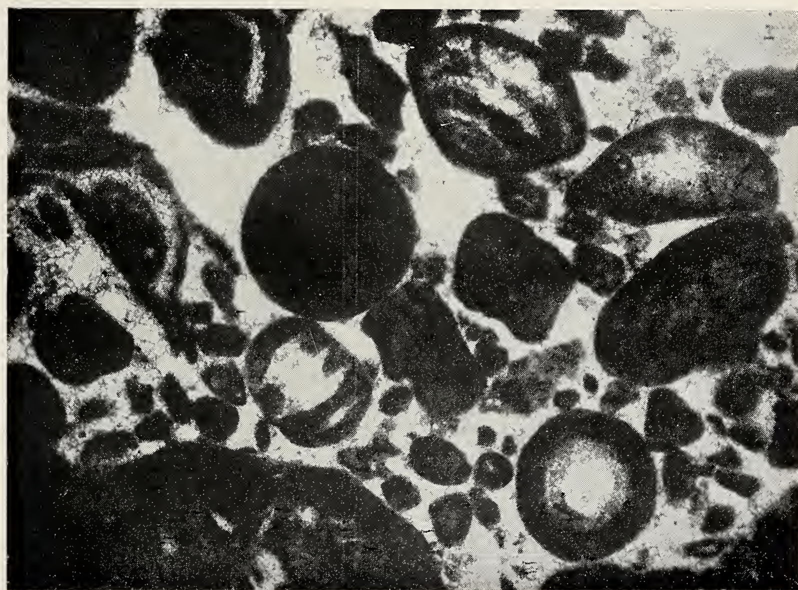


Fig. 2.

INDICE

PARTE PRIMA

Finito di stampare
in Napoli
nello Stab. Tip. G. Genovese
il 10 febbraio 1969

Direttore responsabile: Prof. MICHELE FUIANO

Autorizzazione della Cancelleria del Tribunale di Napoli - n. B 649 del 29-II-1960

Art. 16. — Dato il tipo di carta adottato per la stampa del Bollettino la maggior parte delle figure andranno inserite nel testo. Le didascalie delle tavole fuori testo saranno inserite nel testo. Le didascalie delle tavole fuori testo saranno inserite nella pagina a fronte della tavola stessa.

Art. 17. — Le illustrazioni nel testo devono essere indicate come figure e portare una numerazione indipendente e progressiva. È consigliabile che gli originali per le illustrazioni siano di dimensioni superiori a quelle definitive (1½ o 2 volte quelle definitive). Le dimensioni massime delle figure del testo devono essere di cm 11 × 18.

Art. 18. — Le tabelle andranno contrassegnate con una numerazione indipendente e progressiva. Per eventuali tabelle con dati numerici o elenchi di nomi con segni o grafici è consigliabile preparare un originale ad inchiostro di china o dattiloscritto da cui possa essere ricavato uno zinco. Salvo casi di impossibilità, dette tabelle non dovranno superare le dimensioni di cm 11 × 18.

Art. 19. — Le note a piè pagine devono portare una numerazione indipendente e progressiva dall'inizio del lavoro. Nel dattiloscritto esse vanno presentate a parte, tutte riunite in successione e numerate.

Art. 20. — La bibliografia sarà raccolta alla fine del testo e prima delle didascalie delle tavole fuori testo, e sarà preparata evitando la numerazione progressiva secondo il fac-simile seguente, ad eccezione di quelle discipline per le quali valgono norme internazionali diverse:

Onesto F. 1966 - *Morfologia della regione articolare alare e delle pleure nei plecotteri.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74** (1965), fasc. I, pp. 22-39, 8 figg., 2 tabb., 2 tavv., Napoli.

e cioè nell'ordine:

— cognome dell'Autore in maiuscoletto seguito dalle iniziali del nome, i prefissi di casato (di, de, von, van) premessi al cognome non influiscono sulla posizione nell'ordine alfabetico del cognome di un Autore;

— virgola;

— anno di pubblicazione del lavoro: se dello stesso Autore si citano diversi lavori dello stesso anno, l'anno sarà fatto seguire da lettere alfabetiche minuscole (esempio: 1965a, 1965b, ecc.); nel caso di pubblicazioni accademiche o di periodici che siano editi con data diversa da quella del volume, la data di edizione sarà quella riportata all'inizio, mentre l'altra verrà riportata, tra parentesi tonde, dopo l'indicazione del volume;

— trattino;

— titolo del lavoro completo ed in corsivo (sottolineato nel dattiloscritto);

— punto;

— titolo del periodico abbreviato; per le opere non pubblicate in periodici indicare nell'ordine l'editore e la città presso cui sono state stampate;

— virgola (qui, come dopo ognuno dei dati che seguono);

— serie, ove esiste (per es.: ser. 5,);

— numero del volume in neretto (doppia sottolineatura, la prima semplice e la seconda serpentina, nel dattiloscritto) (esempio: **75**);

— data corrispondente al volume del periodico, tra parentesi tonda;

— numero del fascicolo o di qualsiasi altra suddivisione del volume (helft, part, numero, ecc.), quando si tratti di periodico che non ha la paginazione continua per tutto il volume;

— indicazione della pagina iniziale e finale (esempio: pp. 22-39); se il lavoro non fa parte di un periodico a paginazione progressiva, o quest'ultima non è nota, o il lavoro costituisce da solo un volume, si indica unicamente il totale delle pagine (esempio: 18 pp. o 1 p.);

— indicazione delle figure nel testo con gli estremi della numerazione se essa sia progressiva per il periodico (esempio: figg. 3-12 o fig. 7), o del totale se non lo è (esempio: 12 figg. o 1 fig.);

— indicazione delle tabelle (tab. o tabb.) come per le figure nel testo;

— indicazione delle tavole (tav. o tavv.) come per le figure nel testo;

— città in cui viene stampato il periodico o il volume;

— punto.

Le indicazioni di città, figure, tabelle e tavole sono facoltative ma in genere, in uno stesso lavoro, per ragioni di uniformità esse devono essere fornite per tutte le voci della bibliografia o eliminate per tutte. Si prega comunque di sostituire i numeri romani con cifre arabe, a meno che ciò non ingeneri confusione.

INDICE DELLA PARTE PRIMA

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI

IN NAPOLI

VOLUME LXXVII - 1968

PARTE SECONDA

PUBBLICATO SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE



NAPOLI
Stabilimento Tipografico G. Genovese
Pallonetto S. Chiara, 22
1969

NORME PER LA STAMPA DI NOTE NEL BOLLETTINO DELLA SOCIETÀ

Art. 1. — La stampa delle note è subordinata all'approvazione da parte del Comitato di Redazione che è costituito da tre membri designati dal Consiglio Direttivo nel suo ambito e dal Redattore del Bollettino. Il Comitato di Redazione qualora lo giudichi necessario ha facoltà di chiedere il parere consultivo di altri soci.

Art. 2. — I testi delle note devono essere consegnati, dattiloscritti al Redattore nella stessa Tornata o Assemblea in cui vengono comunicati. Solo per gli allegati (figure, carte, tavole, ecc.) è consentita la deroga dalla presente disposizione, ma fino ad un mese dalla data di presentazione della nota. Trascorso tale periodo s'intende scaduto il diritto per la stampa e la nota deve essere ripresentata in altra Tornata o Assemblea.

Art. 3. — Ogni anno i soci hanno diritto a 10 pagine di stampa, gratuite, o al loro equivalente, oltre a 50 estratti senza copertina. Tale diritto non è cedibile nè cumulabile.

Art. 4. — Con le prime bozze la Tipografia invierà al Redattore il preventivo di spesa per la stampa nel Bollettino e per gli estratti, questi lo comunicherà all'Autore per la parte di spesa che lo riguarda.

Art. 5. — L'Autore restituirà con le prime bozze, gli originali ed il preventivo di spesa per la stampa, sottoscritto per conferma ed accettazione, indicando il numero di estratti a pagamento desiderati, l'indirizzo a cui dovrà essere fatta la spedizione e l'intestazione della fattura relativa alle spese di stampa del periodico e degli estratti. Nel caso che l'ordine provenga da un Istituto Universitario o da altro Ente, l'ordine deve essere sottoscritto dal Direttore.

Art. 6. — Modifiche ed aggiunte apportate agli originali nel corso della correzione delle bozze (correzione d'Autore), comportano un aggravio di spesa, specialmente quando richiedono la ricomposizione di lunghi tratti del testo o spostamenti nell'impaginazione. Tali spese saranno addebitate all'Autore.

Art. 7. — Le bozze devono essere restituite al Redattore entro 15 giorni. Il ritardo comporta lo spostamento della nota relativa nell'ordine di stampa sul Bollettino; per questo motivo la numerazione delle pagine sarà provvisoria anche nelle ultime bozze e quella definitiva sarà apposta su esse a cura e sotto la responsabilità della Tipografia.

Art. 8. — A cura del Redattore in calce ad ogni lavoro sarà indicata: la data di consegna effettiva del dattiloscritto e la data di restituzione delle ultime bozze.

Art. 9. — Al fine di facilitare il computo della estensione della composizione tipografica dei lavori è necessario che il testo venga presentato dattiloscritto in cartelle di 25 righe, ciascuna con 60 battute.

Art. 10. — L'Autore indicherà in calce al dattiloscritto l'Istituto o l'Ente presso cui il lavoro è stato compiuto e l'eventuale Ente finanziatore della stampa e delle ricerche.

Art. 11. — Le note saranno accompagnate da due riassunti, da cui si possa ricavare chiaramente la parte sostanziale del lavoro. Uno dei due riassunti sarà in italiano e l'altro preferibilmente in inglese.

Art. 12. — Vengono ammesse alla pubblicazione sul Bollettino anche Note di Autori non soci, purchè presentate da due soci e preventivamente sottoposte per l'approvazione al Comitato di Redazione. La stampa di tali Note sarà a totale carico degli Autori.

Art. 13. — I caratteri disponibili per la stampa sono i seguenti: maiuscolo ═══ maiuscoletto ═══, corsivo ———, tondo; in corpo 10 e corpo 8. L'Autore potrà avanzare proposte mediante le sottolineature convenzionali prima riportate. La scelta definitiva dei caratteri è di competenza del Redattore.

Art. 14. — Nel dattiloscritto si raccomanda di indicare con doppia sottolineatura (maiuscoletto) i nomi degli Autori e con la sottolineatura semplice (corsivo) i titoli dei lavori nella bibliografia, i nomi scientifici latini ed i termini stranieri.

Art. 15. — Le illustrazioni che corredano il testo saranno accompagnate da brevi esaurienti didascalie nelle stesse lingue dei riassunti.

ERRATA - CORRIGE

De Cunzo T., Tavernier A.: *Primi risultati delle indagini polliniche nel bacino lacustre del vallo di Diano.*

La didascalia della fig. 3 a pag. 476 si riferisce alla fig. 4 di pag. 477.

La didascalia della fig. 3 deve essere la seguente: Diagramma cumulativo rappresentante le percentuali delle essenze.

La esistente didascalia della fig. 4 va annullata.

Ietto A.: *Frane di scoscendimento nell'Aspromonte tirrenico (Calabria), ecc.*

Nella bibliografia aggiungasi:

Desio A., 1959 - *Geologia applicata all'ingegneria.* Hoepli, Milano.

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI

IN NAPOLI

VOLUME LXXVII - 1968

PARTE SECONDA

PUBBLICATO SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE



NAPOLI
Stabilimento Tipografico G. Genovese
Pallonetto S. Chiara, 22
1969

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 239-246, 1 fig., 1 tav.

Il Trias della parete orientale del Corno Grande (Gran Sasso d'Italia) (*)

Nota del Dott. DOMENICO ALESSANDRI
e dei Soci PAOLO SCANDONE e FRANCESCO SCARSELLA

(Tornata del 28 giugno 1968)

Riassunto. — Viene segnalata la presenza di terreni fossiliferi norici affioranti lungo la parete sud-orientale del Corno Grande (Gran Sasso). La successione riscontrata dal basso in alto è la seguente:

a) alternanza di dolomie bituminose nerastre, straterellate, stromatolitiche, e di dolomie bianche in strati e banchi;

b) dolomie in strati e banchi con *Megalodon* sp. e *Worthenia solitaria* (BEN.);

c) dolomie massicce con rari megalodontidi. Queste ultime sono ricoperte stratigraficamente dal calcare massiccio hettangiano.

Vengono inoltre descritti alcuni particolari della struttura tettonica del Corno Grande.

Abstract. — Writers report a norian fossiliferous sequence outcropping along the vertical face of south eastern side of Corno Grande (Gran Sasso d'Italia).

The sequence consists of three members:

a) thin bedded blackish stromatolitic dolomites and alternating thicker bedded white dolomites;

b) well bedded whitish dolomites with *Megalodon* sp. and *Worthenia solitaria* (BEN.);

c) unbedded whitish or yellowish cellular dolomites with rare Megalodontidae. These dolomites are overlain by lower liasic limestones (« calcare massiccio »).

Writers, moreover, describe the tectonic framework of Corno Grande.

(*) Lavoro stampato con il contributo del Comitato per le Scienze geologiche e minerarie del C.N.R.

Il Corno Grande (q. 2912) costituisce, come è noto, la cima del Gran Sasso d'Italia, che è la montagna più elevata e a morfologia più aspra della catena appenninica. Esso si articola in un gruppo di vette che sono la Vetta Occidentale, la Centrale e l'Orientale, limitate tutt'intorno da più o meno aspre pareti, la più imponente delle quali è la parete E che si erge verticalmente per circa 1400 metri dai boschi di S. Nicola (q. 1500) alla Vetta Orientale (q. 2885).

Il rilevamento di questa zona è senza dubbio facilitato dalla magnifica esposizione che offrono i terreni, ma è al tempo stesso reso di una certa difficoltà dalle condizioni morfologiche che obbligano spesso a procedere con mezzi e sistemi alpinistici. Dal punto di vista logistico è stato di grande utilità il nuovo confortevole Bivacco Bafile, situato a mezz'altezza della parete sud, che ha rappresentato un punto d'appoggio durante lo studio del Fosso della Valle dell'Inferno, dove, come vedremo, affiorano i termini più antichi della serie.

Lo studio di dettaglio delle pareti orientale e meridionale del Corno Grande, effettuato in scala 1:5000, ha consentito di accertare la presenza del Trias alla base del calcare massiccio hettangiano, in precedenza supposto (Baldacci e Canavari 1884, Cassetti 1910, Catalisano 1948, Moretti 1949, Scarsella 1957) ma non provato paleontologicamente, nonchè di chiarire maggiormente la struttura tettonica del Corno Grande.

Circa la serie stratigrafica del Gran Sasso si rimanda ai lavori di Renz (1951), Scarsella (1953-59), Zamparelli (1964, 1967) con relative bibliografie, al lavoro di Sacco (1907) per l'ampia bibliografia contenuta, e ai fogli della Carta Geologica d'Italia *139 L'Aquila* e *140 Teramo*. In questa nota descriveremo soltanto i termini triassici che, come detto, sono stati accertati paleontologicamente per la prima volta.

* * *

Il Trias affiora nella parte bassa della parete SE del Corno Grande, ed è costituito da dolomie fossilifere del Norico. L'affioramento è limitato a S da una faglia con direzione E-W e immersione S (faglia della Valle dell'Inferno) che mette a contatto le dolomie con i calcari liassici e giurassici del M. Aquila; ad E da una faglia inversa (faglia Valle dell'Inferno-Antecima N della Vetta Orientale) che fa sovrapporre le dolomie alle marne del Lias sup., ai calcari con selce del Lias medio e al calcare massiccio hettangiano, in giacitura rovesciata. A nord e ad

ovest le dolomie triassiche fanno regolare passaggio stratigrafico al calcare massiccio.

La sezione è stata rilevata nel Fosso della Valle dell'Inferno, subito sopra alla grande cengia, per la porzione inferiore; lungo il Canalone Haas-Acitelli, soprattutto in sinistra orografica, per la restante parte. In base ai caratteri litologici è possibile distinguere dal basso in alto:

a) dolomie bituminose grige e nere, sovente stromatolitiche, straterellate e fogliettate, alternate a dolomie bianche in strati e banchi.

Le dolomie bituminose hanno grana finissima, e le strutture stromatolitiche sono perfettamente conservate. Le dolomie bianche hanno struttura microcristallina o saccaroide; in quelle a grana più fine è possibile riconoscere, ma con frequenza minore rispetto a quelle bituminose, le lamine stromatolitiche.

Procedendo verso la parte alta della serie le dolomie bituminose si riducono progressivamente, finchè scompaiono, e si passa ad una successione di dolomie bianche e giallastre, in strati e banchi.

Lo spessore di questa parte della serie è di circa 60 metri.

b) dolomie in strati e banchi a *Megalodon e Worthenia.*

Questa parte della successione è costituita da dolomie biancastre e nocciola chiare a struttura microcristallina o saccaroide, in strati e banchi dello spessore assai variabile, da 50 cm a 4-5 metri.

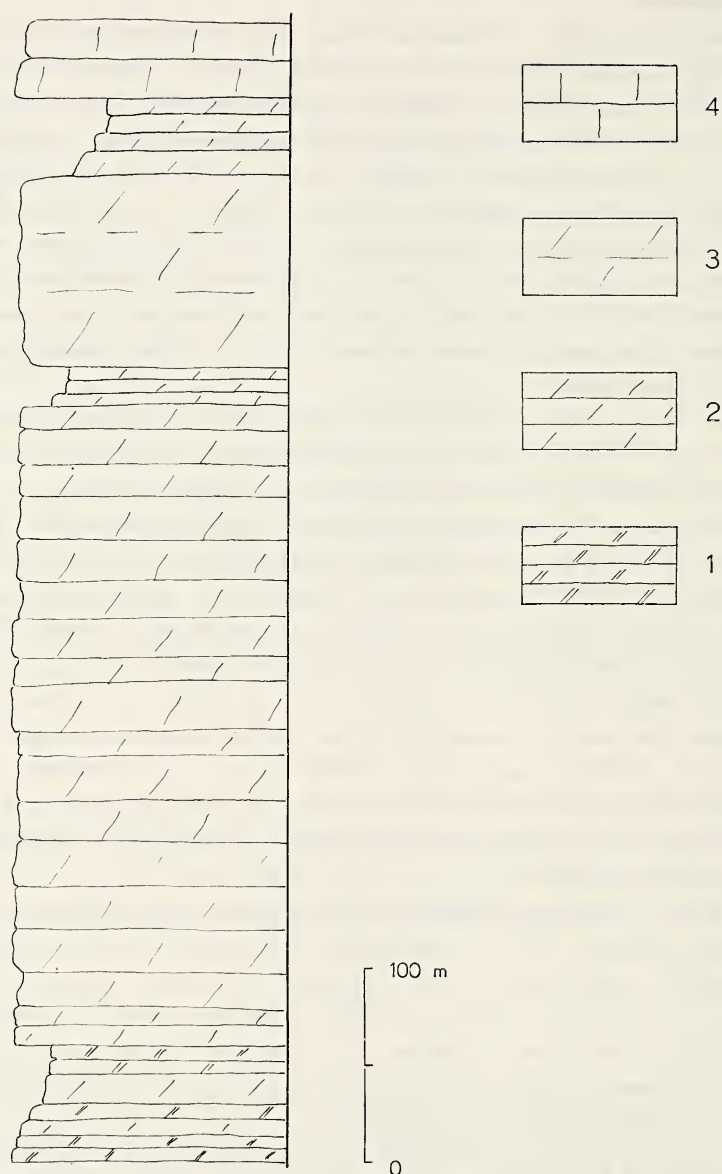
Il passaggio dal termine inferiore *a*) è graduale e si realizza con la scomparsa dei livelli bituminosi e con l'aumento dello spessore medio degli strati. Il limite superiore è invece netto, ed è costituito da un pacco di dolomie straterellate dello spessore di circa 20 metri che determina lungo la parete una cengia discontinua, ma facilmente individuabile intorno alla quota 2300.

I fossili, abbastanza frequenti, sono rappresentati da *Megalodon* sp., *Worthenia solitaria* (Ben.), gasteropodi ind., piccoli coralli individuali. I *Megalodon* costituiscono ricche biocenosi in banchi biostromali dello spessore di 4-5 metri, alternati a strati e banchi sterili. Si rinvengono per lo più in posizione fisiologica, con l'umbone rivolto verso il basso.

Lo spessore di questa parte della successione è di circa 350 metri.

c) dolomie massicce « cariate ».

La roccia, priva di stratificazione, di colore bianco o giallastro, ha struttura saccaroide e più spesso macrocristallina; talvolta è possibile riconoscere una tessitura ruditica grossolana (conglomerati intraformazionali dolomitizzati?). Una caratteristica peculiare di queste dolomie è l'abbondanza di cavità da dissoluzione del diametro sino a 50-60 cm, che conferiscono alla roccia un aspetto « cariato » o « cavernoso ».



Colonna stratigrafica del Trias del Corno Grande. 1. dolomie stromatolitiche, bituminose. - 2. dolomie regolarmente stratificate, in strati e in banchi. - 3. dolomie massicce. - 4. « calcare massiccio » hettangiano.

Il limite inferiore è, come si è detto, molto netto; altrettanto può dirsi per il limite superiore, che è costituito da un altro pacco di dolomie straterellate dello spessore di circa 40 metri che formano lungo la parete una seconda cengia abbastanza marcata alla base del calcare massiccio hettangiano, intorno alla quota 2400.

I fossili sono rappresentati da rari megalodontidi.

Lo spessore della dolomia « cariata » è di circa 100 metri.

* * *

Dal punto di vista strutturale è stato possibile individuare una serie di faglie, a movimento traslativo e rotatorio molto complesso, che dividono il Corno Grande in tre parti ben distinte tra loro:

a) la prima parte, comprendente le Vette Occidentale e Centrale e gran parte della Vetta Orientale, è rappresentata da un pacco a giacitura suborizzontale costituito dalle dolomie sopra descritte e dal calcare massiccio hettangiano, limitato a S dalla faglia della Valle dell'Inferno e ad E e a NE dalla faglia inversa Valle dell'Inferno-Antecima N;

b) la seconda parte, comprendente una piccola porzione della Vetta Orientale s. str. e tutta la massa dell'Antecima N, è costituita da calcare massiccio con strati subverticali immergenti, come si può vedere molto bene lungo lo spigolo N, a NNE. È limitata a S dalla faglia Valle dell'Inferno-Antecima N, e ad E e a NE da un'altra faglia inversa che va dal Passo delle Scalette alla Comba sotto la « Farfalla », dove è troncata dalla faglia precedente;

c) la terza parte, infine, a oriente delle due faglie suddette e topograficamente ad esse sottostante, comprende tutta la fascia medio-inferiore della parete E, ed è costituita da un pacco in giacitura rovesciata verso ENE che comprende tutta la serie dal calcare massiccio hettangiano alla formazione marnoso-arenacea del Miocene medio-superiore.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, 1968.

BIBLIOGRAFIA

Baldacci L. e Canavari M., 1884. *La regione centrale del Gran Sasso d'Italia.* Boll. R. Uff. Geol. d'It., **15**, pp. 345-359. Roma.

Cassetti M., 1910. *Struttura geologica della regione montuosa orientale del Gran Sasso d'Italia.* Boll. R. Uff. Geol. d'It., **61**, pp. 265-283. Roma.

Catalisano S., 1938. *Stato attuale delle conoscenze geologiche sul Gran Sasso d'Italia.* Boll. Soc. Geol. It., **57**, n. 1, pp. 155-173. Roma.

Demangeot J., 1965 - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques.* Centre de recherches et documentation cartographiques et géographiques - Mémoires et Documents: Numero hors série. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

Du Riche Preller C. S., 1923. *Italian Mountain Geology.* Part. III. *The Gran Sasso d'Italia Group, Abruzzi, Central Apennines.* pp. 13. London.

Moretti A., 1949. *Notizie geologiche e morfologiche sul gruppo del Gran Sasso d'Italia.* Boll. Serv. Geol. d'It., **71**, pp. 77-111. Roma.

Renz O., 1951. *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sulla scaglia (Cretacico superiore-Terziario) dell'Appennino Centrale.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **29**, pp. 173. Roma.

Sacco F., 1907. *Il gruppo del Gran Sasso d'Italia.* Mem. R. Acc. Sc. di Torino, s. 2ª, **59**, pp. 88. Torino.

Scarsella F., 1953. *Relazioni preliminari sui rilevamenti geologici fatti durante il 1953 nei fogli L'Aquila. Teramo, Civitavecchia, Ariano Irpino.* Boll. Serv. Geol. d'It., **75**, pp. 795-807. Roma.

Scarsella F., 1954. *Relazione preliminare sul rilevamento geologico fatto nelle tavolette 140 III NO e III NE (Gran Sasso) durante la campagna estiva del 1954.* Boll. Serv. Geol. d'It., **76**, pp. 571-574. Roma.

Scarsella F., 1955. *Calcari titoniani a Calpionella alpina sul Giurassico coralligeno del Gran Sasso d'Italia.* Boll. Serv. Geol. d'It., **77**, pp. 327-330. Roma.

Scarsella F., 1955. *Di un lembo di Paleogene trasgressivo sul Lias inf. della Vetta del Corno Grande (Gran Sasso d'Italia).* Boll. Serv. Geol. d'It., **77**, pp. 573-578. Roma.

Scarsella F., 1957. *Il rilevamento geologico del Gran Sasso d'Italia.* Boll. Soc. Geol. It., **76**, n. 3, pp. 64-68. Roma.

Scarsella F., 1958. *« Filoni sedimentari » nel calcare massiccio hettangiano del Corno Grande (Gran Sasso d'Italia).* Boll. Soc. Geol. It., **77**, n. 3, pp. 15-28. Roma.

Scarsella F., 1959. *LX riunione estiva della Società Geologica Italiana. L'Aquila. 13-19 settembre 1959. Guida alle escursioni.* Roma.

Servizio Geologico D'Italia, 1963; 1965. *Carta Geologica d'Italia 1:100.000: Foglio 139 L'Aquila e Foglio 140 Teramo.* Roma.

Zamparelli V., 1964. *La successione stratigrafica dal Giurassico superiore al Cretacico medio nel versante meridionale di Pizzo Cefalone (Gran Sasso d'Italia).* Boll. Soc. dei Nat. in Napoli, **72**, pp. 162-167. Napoli.

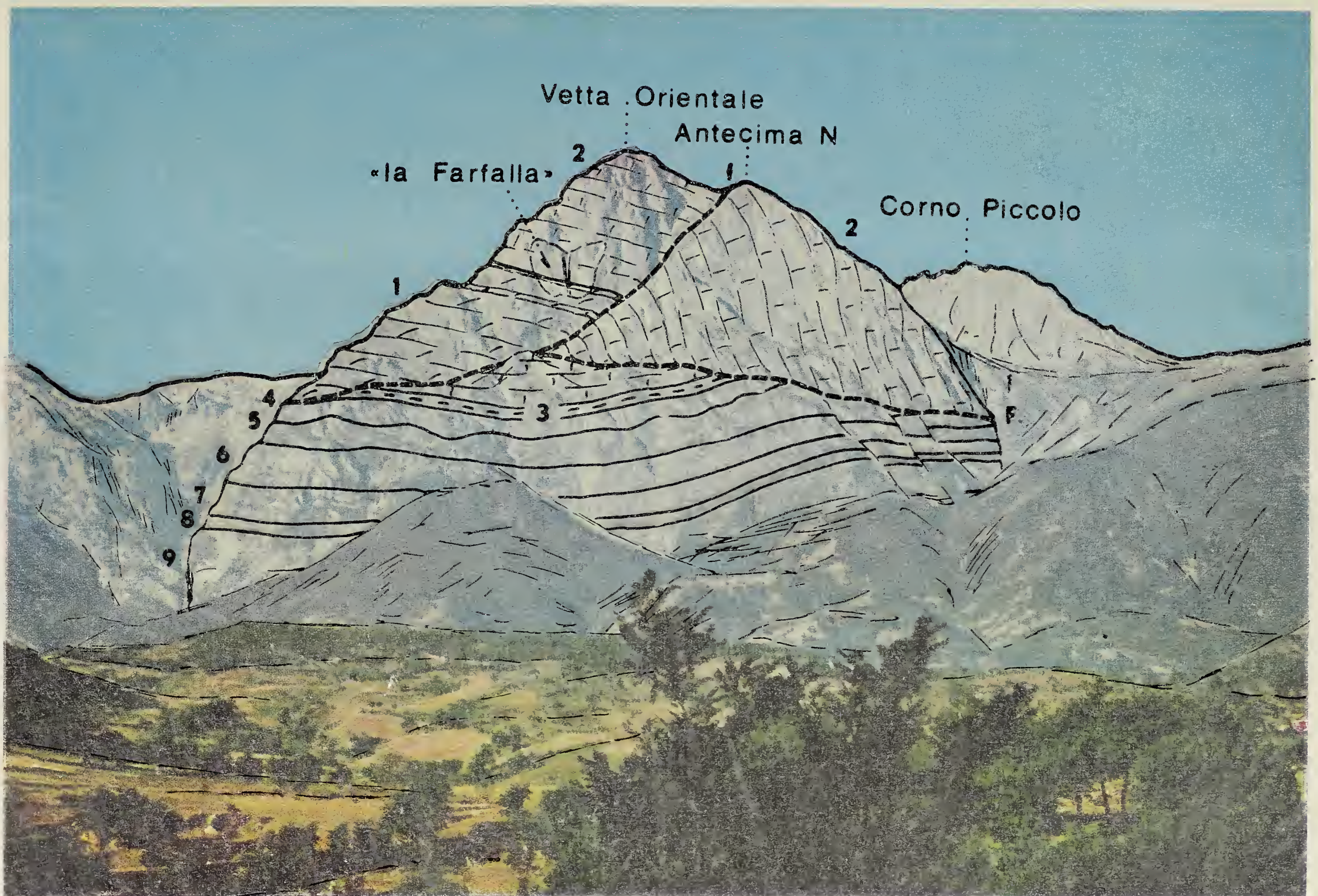
Zamparelli V., 1967. *Le microfacies cretaceo-eoceniche nella serie di Rio Arno (Gran Sasso d'Italia).* Boll. Soc. dei Nat. in Napoli, **75**, pp. 553-560. Napoli.

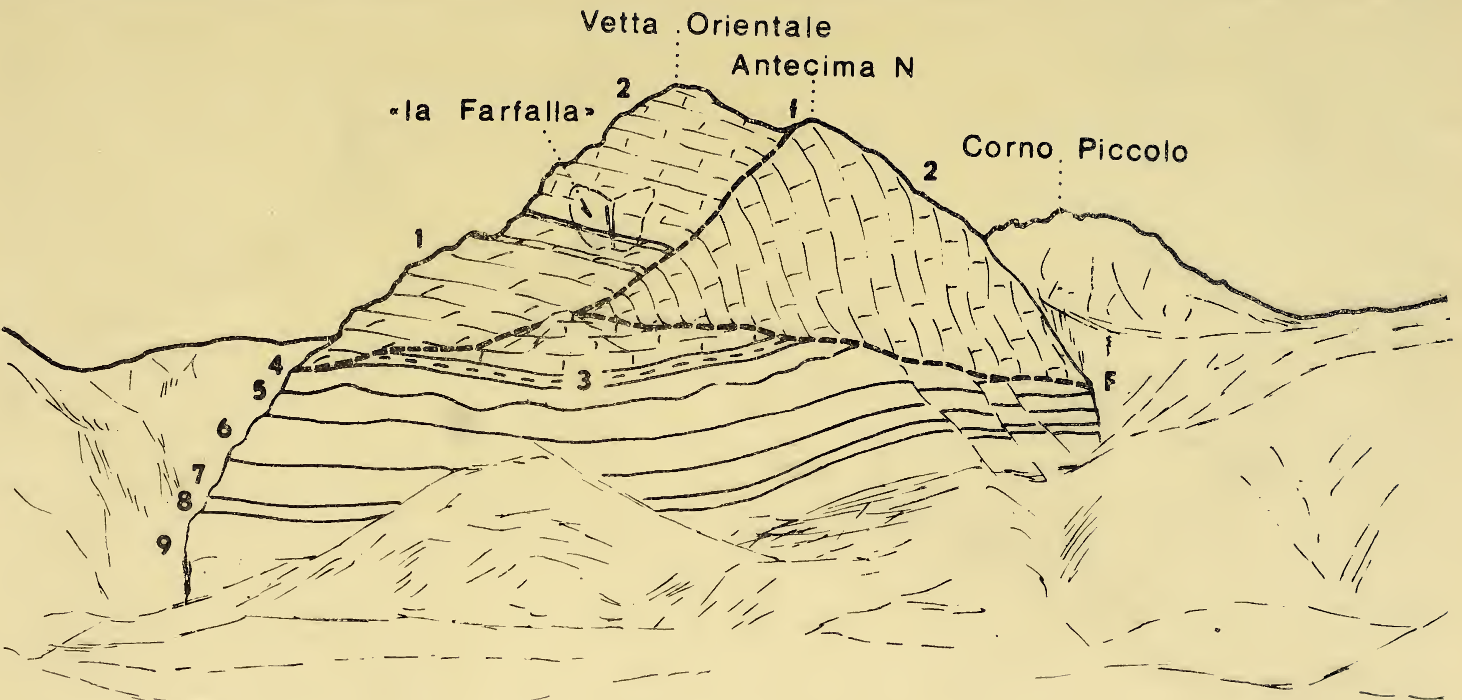
TAVOLA I.

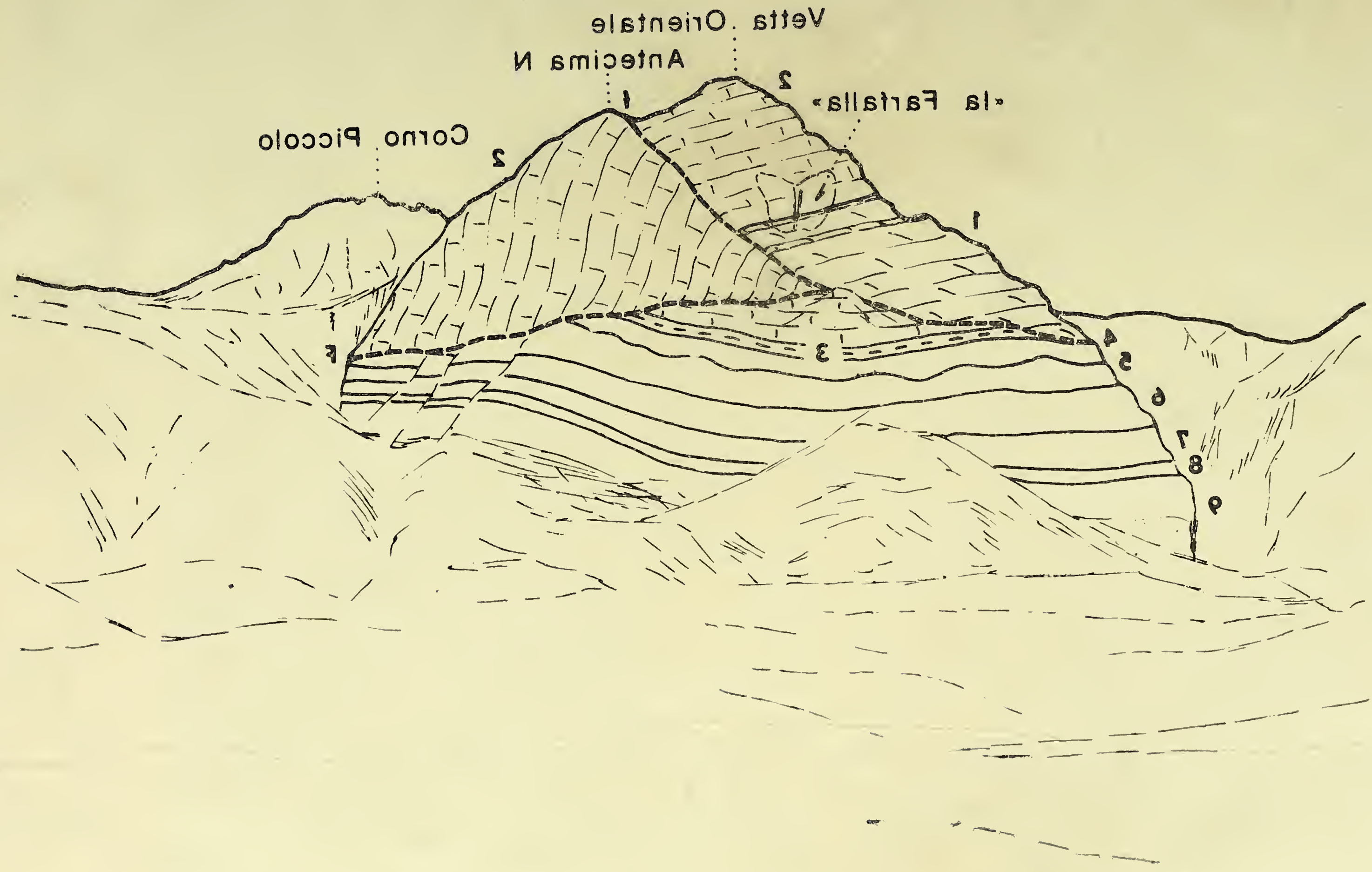
La parete orientale del corno grande vista da NE

(strada Isola del Gran Sasso - S. Nicola)

1. dolomie (Trias); 2. « calcare massiccio » (Lias inf.); 3. calcari con selce e marne (Lias medio e sup.); 4. calcari di scogliera (Giurassico); 5. maiolica (Giurassico sup. - Cretacico inf.); 6. calciruditi e calcareniti (Cretacico medio); 7. scaglia (Cretacico sup. - Eocene); 8. marne rosse e verdi (Eocene - Oligocene?); 9. calcari glauconitici (Miocene inf.); f. faglia Valle dell'Inferno - Antecima N; F. faglia Passo delle Scalette - comba sotto la Farfalla.


Vetta Orientale
Antecima N
«la Farfalla»
Corno Piccolo
1
2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
F


Vetta Orientale
Antecima N
«la Farfalla»
Corno Piccolo
1
2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
F



Vetta Orientale
Anteclma N
«la Farfalla»
Corno Piccolo
1
2
3
4
5
6
7
8
9
F



Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 247-274, 14 figg.

Genesi e caratteri delle forme costiere nella Penisola Sorrentina

Nota del socio LUDOVICO BRANCACCIO (*)

(Tornata del 29 marzo 1968)

Riassunto. — Nel presente lavoro si prendono in esame le forme costiere della Penisola Sorrentina. Si classificano quattro tipi di falesie, in relazione alle condizioni litologiche e strutturali della costa. La *falesia nei calcari*, affiorante prevalentemente nella costiera Amalfitana, ha un assetto di solito verticale, e si apre alla base di un versante energicamente modellato durante la glaciazione würmiana; si segnalano numerosi accumuli detritici stratificati (éboulis ordonnés) di origine crioclastica, attribuiti, in base a considerazioni di carattere climatico, al Würm 3°. L'escavazione della falesia risale alla trasgressione versiliana. La *falesia strutturale*, perfettamente verticale, corrisponde ad uno specchio di faglia nella serie mesozoica, ed affiora a Torre di Montalto, presso Nerano, ed a Praiano; essa presenta solchi di battigia versiliani e tirreniani, che testimoniano la sua persistenza nel tempo. La *falesia nei tufi*, anche essa verticale, è sormontata da un ampio terrazzo su cui sorge l'abitato di Sorrento, a 45 metri sul livello del mare. I tufi, messi in posto successivamente alla fase di disgregazione crioclastica, vengono perciò attribuiti alla parte finale del Würm 3°; in tal modo il terrazzo non può rappresentare una superficie d'abrasione marina successivamente sollevata: esso viene interpretato come la superficie naturale di deposizione delle piroclastiti. La *falesia nel flysch*, inclinata di circa 35°, si apre alla base di un versante che porta tracce di soliflussi avvenuti nel Würm umido, e che è tuttora instabile, come dimostrato dalla presenza di numerosi terrazzetti di frana. Frequentemente alla base della falesia si apre il terrazzo di abrasione a +2 metri, in corrispondenza della discontinuità litologica tra flysch miocenico sovrastante e calcari cretacici sottostanti. Le *spiagge*, sempre ciottolose, sono state costruite durante la trasgressione versiliana dai corsi torrentizi dotati di elevata competenza; qualche rara forma di sommersione si ha in corrispondenza dei torrenti con limitato bacino imbrifero (rias di Furore).

Abstract. — In this work I have considered the coastal forms of the peninsula of Sorrento. Four cliff-types I have classified according to the lithological and structural condition of the coast. *The cliff in limestones,* wich outcrops mainly along the coast of Amalfi, is usually vertical, and opens on the bottom of a slope modelled

---

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

by frost-weathering during the würmian glaciation; I have pointed out many stratified breccias (éboulis ordonnés) of cryoclastic origin, wich I have attribuited to the Würm 3°, trough reflections upon würmian climate. The erosion of the cliffs, in part excavated in the above-mentioned breccias, dates back to versilian transgression. *The structural cliff*, quite vertical, is a fault-plane, and outcrops at Torre di Montalto near Nerano, and at Praiano. It shows versilian and tyrrhenian coastlines, wich prove his persistence in the course of ages. *The cliff in vulcanic tuffs*, always vertical, is surmonetd by a large terrace, upon wich the village of Sorrento rises, at 45 mts. over sea level. The vulcanic tuffs, wich have formed after the frost-weathering würmian period, are for this reason attribuited to the last part of Würm 3°. So the terrace, on account of the very recent age of the vulcanic tuffs cannot be a surface of sea-abrasion, wich has rose in a second moment. Then I have thought that the terrace is the natural deposition surface of the pyroclastic rocks. *The cliff in flysch*, shows a slope of about 35° and opens on the bottom of a versant wich bears the traces of the solifluxion wich happened during the damp Würm; this versant is still instable as proved by the numerous landslide little terraces. Very often an abrasion terrace opens on the bottom of the cliffs at +2 mts., just in the lithological discontinuity between the miocene flysch overhanging and the cretaceous limestones. The pebbles shores have been formed during the versilian transgression, just where there are the streams wich have wide catchment-basins. We can notice some rare submersion-forms (rias of Furore), where streams have smaller transport-capacity.

1. PREMESSA.

Uno studio esauriente della morfologia costiera nella Penisola Sorrentina comporta notevoli difficoltà di interpretazione, specialmente per quanto riguarda le forme terrazzate attribuibili a livelli marini del Quaternario antico. La presenza di una tettonica recente, che ha interferito con i movimenti eustatici del mare; di un'energica azione erosiva da parte degli agenti superficiali, che ha in gran parte cancellato, durante i periodi glaciali, le tracce degli antichi livelli marini, rendono impossibile una ricostruzione accettabile della fisionomia della Penisola durante il Quaternario antico.

Per i suddetti motivi, nel presente lavoro si prendono in esame le forme costiere attuali, interpretandone la genesi; inoltre si dà un esauriente quadro della successione degli eventi geomorfogenetici che hanno interessato le coste della Penisola Sorrentina a partire dall'interglaciale Riss-Würm ad oggi.

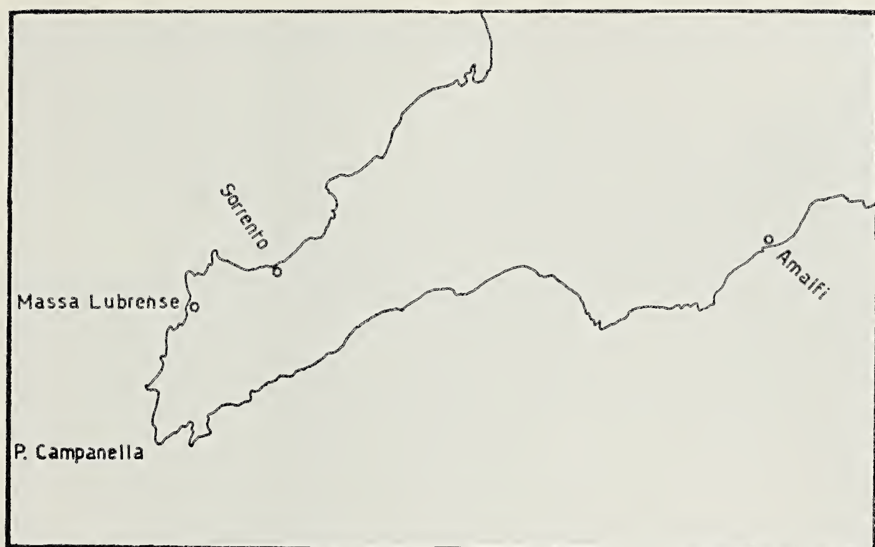


Fig. 1. — Rappresentazione schematica dell'area oggetto del presente studio.

2. LE FALESIE.

La falesia è la forma costiera più diffusa nella Penisola Sorrentina; nel presente studio se ne classificano quattro tipi diversi, cui corrispondono diverse condizioni litologiche o strutturali della costa.

2. 1. Le falesie nei calcari e nelle dolomie.

È il tipo più frequente di falesia, che si riscontra prevalentemente lungo la costiera amalfitana, mentre compare soltanto in qualche tratto del versante sorrentino; il suo profilo è caratterizzato dalla presenza di un pendio molto inclinato, di erosione subaerea, aprentesi di preferenza nel versante a reggipoggio di rocce calcaree e dolomitiche, alla base del quale vi è una parete verticale o sub-verticale (falesia propriamente detta) di escavazione marina, che, nella Penisola Sorrentina, ha un'altezza variabile da alcuni metri fino a 100 metri. Nei prossimi paragrafi verranno esaminati singolarmente i membri costituenti il profilo, e cioè il pendio di erosione sub-aerea e la falesia propriamente detta.



Fig. 2. — La falesia nei calcari a Punta Germano (Costiera Amalfitana), che si apre alla base di un versante energicamente modellato dagli agenti d'erosione periglaciale durante il Würm.

2. 1. 1. *Il pendio di erosione subaerea.*

Lungo tutta la costiera amalfitana il pendio di erosione sub-aerea risulta ricoperto, di solito, da un deposito detritico di spessore variabile, riducentesi talvolta ad alcune decine di centimetri, poggiante direttamente sui calcari e sulle dolomie, la cui genesi indica inequivocabilmente quali



Fig. 3. — Le falde detritiche stratificate di età würmiana (*éboulis ordonnées*) affioranti al km. 8 della S.S. Amalfitana.

siano stati gli agenti morfologici che hanno modellato i versanti stessi.

I conglomerati. Gli affioramenti più significativi dei conglomerati sono quelli di Cala di Ieranto, presso Punta Campanella, già descritti in una precedente nota (BRANCACCIO, 1967), di Torre di Montalto, presso la Marina del Cantone, di Torre Badia, di Conca dei Marini, ed infine del Km. 8 della S.S. Amalfitana n. 163. Altri lembi, salvati dalla erosione, sono tuttavia frequenti in tutta la Costiera Amalfitana, mentre sono rari sul versante sorrentino (Fig. 3). La serie detritica è di solito caratterizzata da nitide stratificazioni, evidenziate dall'alternanza di livelli con clasti di notevoli dimensioni (fino a 20 centimetri) e con clasti di piccolo diametro, riducentisi talvolta alle dimensioni di una sabbia

calcarea. Gli elementi, litologicamente costituiti da calcari e dolomie, sono sempre scarsamente arrotondati. La matrice, di natura calcarea, salvo nella parte alta, dove essa è piroclastica, è sempre in quantità assolutamente subordinata, in particolar modo nei letti costituiti da clasti di dimensioni maggiori, dove essa è addirittura assente, conferendo alla roccia un aspetto vacuolare; qualche volta, come nell'affioramento del chilometro 8 della S.S. Amalfitana, è presente un cemento calcitico,



Fig. 4. — Le falde detritiche del km. 8 della S.S. Amalfitana. Si noti la scarsa quantità di matrice nei letti grossolani, che conferisce un aspetto vacuolare alla roccia.

di origine secondaria, deposto dalle acque circolanti nella roccia, eminentemente porosa (Fig. 4). Bisogna infine ricordare che talvolta i conglomerati presentano la tipica classazione inversa, come già segnalato per le brecce di Cala di Ieranto, con disposizione dei blocchi di maggior volume più lontano dalla zona di provenienza del materiale.

Relativamente alla giacitura delle suddescritte brecce, si ricorda che a Cala di Ieranto esse poggiano su forme di abrasione marina ascrivibili al livello di 8 metri di altezza, mentre verso il basso risultano erose dal mare durante la trasgressione versiliana, marcata da un solco di battigia

e da fori di litodomi a circa + 2 metri. In questa maniera viene definita senza ombra di dubbio l'età dei conglomerati, riferibili alla glaciazione würmiana (Fig. 5). È necessario precisare che anche altrove, nella Penisola Sorrentina, le osservazioni eseguite a Marina di Ieranto circa la giacitura dei conglomerati sono state pienamente confermate. Ad esempio, al termine del sentiero che da Torre Badia va verso Punta Taschiero, si possono osservare le brecce che poggiano direttamente su conglomerati

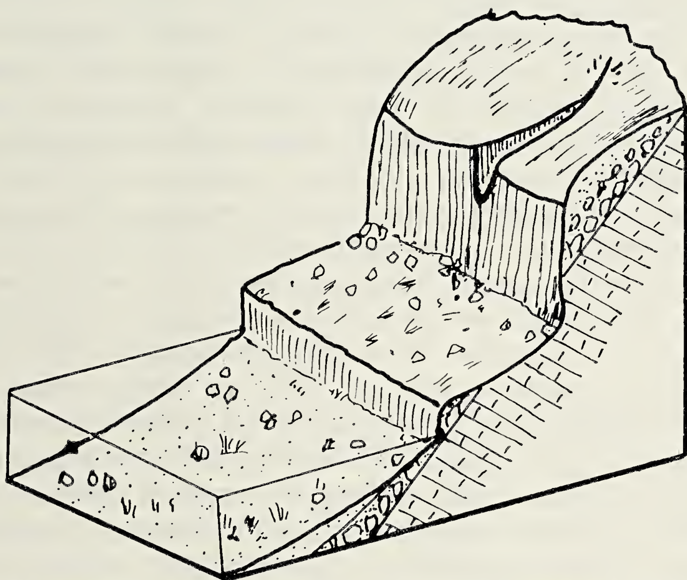


Fig. 5. — Schizzo illustrativo dei rapporti tra falesia, falde detritiche e incisioni nella Costiera Amalfitana. La falesia ed il terrazzo di abrasione di + 2 metri (Versiliano) si aprono in parte nei calcari ed in parte nelle brecce würmiane. I solchi di erosione, che interessano le brecce, sono di età catawürmiana.

ad elementi arrotondati, di sicura origine marina, che affiorano fino ad 8 metri sul livello del mare; d'altronde, a Conca dei Marini, il terrazzo di abrasione marina del Versiliano (+ 2 metri), è letteralmente scavato nelle brecce a spigoli vivi precedentemente descritte. Situazioni analoghe sono riscontrabili ancora in tutta una serie di grotte di escavazione marina del Versiliano, tra Cetara ed Amalfi.

Per quanto concerne la genesi dei conglomerati, è necessario rilevare che lo scarso arrotondamento dei clasti fa senz'altro ascrivere la formazione al tipo degli accumuli detritici in cui le acque correnti, come agente di trasporto, hanno scarsa importanza; gli elementi, messi in

movimento dalla forza di gravità, hanno potuto percorrere solo alcune centinaia di metri in rotolio, durante i quali si è avuto soltanto una frammentazione dei blocchi di maggior volume. Non è escluso che, per i clasti di minori dimensioni, siano intervenuti fenomeni di trasporto del tipo *pipkrake*, cui di solito si attribuisce la migrazione degli elementi negli accumuli detritici stratificati di ambiente periglaciale (DERRUAU, 1956, pag. 166).

In base alla descrizione precedentemente fatta, risulta evidente che le brecce del versante amalfitano della Penisola Sorrentina possono essere in tutto assimilate a forme di accumulo periglaciale (sarebbe più esatto il termine *paraglaciale* che non limita la localizzazione alla periferia dei ghiacciai, come suggerisce DERRUAU) di età würmiana segnalate lungo le coste del bacino mediterraneo anche a latitudini molto basse (circa 30°: DE VAUMAS 1964) ed al livello del mare. In realtà i conglomerati appena descritti presentano chiaramente alcuni caratteri intermedi tra gli accumuli detritici stratificati (*grèzes litées* o *éboulis ordonnés*) e quelli di gravità (*éboulis de gravité*): essi, infatti, accanto alla stratificazione, presentano la classazione inversa delle *éboulis de gravité*, che è peraltro limitata alle parte inferiore della formazione. Per quanto riguarda la genesi, le *éboulis de gravité* vengono comunemente interpretate come il prodotto di fatti di macrogelivazione (TRICART e CAILLEUX, 1967, pag. 242), derivanti dalla penetrazione piuttosto profonda del gelo nel suolo, con frequenti periodi di disgelo; al contrario le *éboulis ordonnés* come effetto di microgelivazione, con penetrazione del gelo nel suolo per qualche centimetro soltanto, ma con rari periodi di disgelo. In ambedue i casi è evidente che, perchè i fenomeni di macro e microgelivazione possano assumere una qualche importanza nella morfogenesi dei versanti, alla rigidità del clima è necessario che sia accoppiata una notevole umidità atmosferica che permetta la produzione del gelo notturno o stagionale. Queste condizioni climatiche, nell'ambito della glaciazione würmiana, si sono verificate soltanto durante il Würm 3°; del resto anche altrove in Italia (DEMANGEOT, 1965), l'ultimo stadio glaciale è rappresentato da cospicui accumuli di gelifrazione.

Le brecce risultano ovunque erose sensibilmente in profonde incisioni, come si può osservare nel lembo affiorante lungo il sentiero per Torre Badia, dove addirittura il thalweg risulta in parte scavato nei calcari sottostanti (a questa fase erosiva vanno anche attribuite le profonde forre che solcano il piano di Sorrento, come verrà in seguito precisato). La fase erosiva, corrispondente al periodo di erosione post-aurignaziano (SEGRE M., 1953), è ascrivibile al catawürm, che dovun-

que è caratterizzato da un aumento della competenza dei corsi d'acqua (Demangeot, 1965), che, in condizioni topografiche particolari (elevata pendenza dei versanti), si è tradotta in una energica ripresa dell'erosione lineare, favorita peraltro dal livello marino ancora basso, nonostante l'inizio della trasgressione glacio-eustatica del Versiliano.

Da quanto precedentemente esposto si rileva come, durante la glaciazione würmiana, nel versante amalfitano della Penisola siano nettamente prevalsi gli agenti morfologici della erosione areolare, che hanno lasciato la loro impronta modellatrice sui versanti, successivamente intaccati dall'erosione lineare; tuttavia non è possibile ritrovare, a causa del persistere delle condizioni strutturali (talus di faglia), l'assetto tipico del versante periglaciale, se non per brevi tratti. È stato possibile anche riconoscere impronte della intensa gelifrazione würmiana sulle rocce calcaree. Sono particolarmente frequenti, infatti, solchi paralleli alla stratificazione del complesso calcareo, che vanno messi in relazione con la presenza di banchi rocciosi fortemente gelivi compresi tra livelli meno gelivi (Derruau, 1965); la frequenza estrema, la notevole inclinazione dei solchi, fanno escludere l'ipotesi che essi si siano formati durante periodi di sosta nella erosione lineare.

Per quanto riguarda le azioni geo-morfogenetiche svoltesi durante le glaciazioni precedenti a quella würmiana, non è possibile avere dati precisi. Ovunque infatti le falde detritiche würmiane poggiano direttamente sul substrato mesozoico, e non v'è traccia di brecce periglaciali pre-würmiane. Verosimilmente però l'arretramento del versante di faglia originario (verticale o sub-verticale) è da imputarsi in gran parte appunto alla erosione areolare, di tipo periglaciale, svoltasi durante le glaciazioni precedenti: la mancanza dei depositi relativi è da imputarsi, probabilmente, all'acclività dei versanti, ancora maggiore di quella attuale. Tuttavia Segre A. G. (1950-51) ha segnalato, nell'isola di Capri, alcuni lembi di brecce antiche, di origine crioclastica; Guzzetta inoltre (1963) ha in via ipotetica attribuito al Riss le brecce del Faito, che potrebbero però appartenere al ciclo di disgregazione del Würm 3°.

2. 1. 2. *La falesia.*

La falesia presenta un'altezza variabile da qualche metro fino a circa cento metri, ed ha perloppiù un assetto verticale, che trova spiegazione nella presenza di numerose linee di dislocazione nella serie mesozoica, lungo le quali in maggior misura si è esplicata l'erosione marina. Per rendersi conto della stretta interdipendenza tra

erosione marina e frattura nei calcari è sufficiente esaminare la falesia sotto l'abitato di Vettica, ove essa risulta solcata da numerose nicchie costiere, tutte tra loro parallele e poco profonde. È evidente che tale morfologia non può derivare dalla sommersione, durante la trasgressione post-würmiana, di forme subaeree, come dimostrato dall'assenza di incisioni torrentizie al vertice di ciascuna nicchia; tranne qualche caso (il rias del Furone), tutte le numerose nicchie presenti nella costa della Penisola, devono perciò essere interpretate come prodotto dell'erosione marina. Come verrà in seguito chiarito, la mancanza di forme di sommersione è da mettersi in relazione con l'elevata competenza dei corsi d'acqua del versante amalfitano (dovuta alle condizioni climatiche nonchè alla notevole pendenza degli interfluvi), ai quali spetta il merito della costruzione delle poche spiagge ciottolose presenti nella penisola (Positano, Amalfi, Maiori, Erchie, etc.).

Diversa è invece la genesi delle due baie di Maiori-Minori e di Positano, che probabilmente corrispondono a due zolle ribassate, racchiuse da faglie parallele con andamento NO-SE e NE-SO. Già De Lorenzo (1904) aveva interpretato le isole de Li Galli come l'apice di un blocco monoclinale limitato a sud da una faglia diretta; attualmente i dati batimetrici riportano, in perfetto allineamento con la falesia strutturale di Praiano, una scarpata sottomarina dell'altezza di 400 metri con la pendenza di 45°-50°, passante al largo de Li Galli, che giunge fin sotto l'altra falesia strutturale di Torre di Montalto presso Nerano. Tale scarpata sottomarina rappresenta molto probabilmente la faglia diretta cui accenna De Lorenzo: è infatti da escludersi, data la notevole altezza, che essa rappresenti il prodotto della escavazione marina durante il massimo della regressione würmiana.

Per quanto concerne gli agenti dell'erosione marina, pur predominando le azioni di carattere fisico (impatto delle onde, abrasione dei materiali in sospensione o rotolati, etc.), tuttavia notevole importanza hanno anche, lungo le coste della Penisola Sorrentina, le forme littorali di dissoluzione, che si trovano distribuite con il seguente ordine:

a) *zona a licheni neri.* È la parte di costa bagnata dalle onde soltanto durante le tempeste. In questa zona prevalgono, in alto, *vasche di dissoluzione*, a fondo piatto, prodotte dall'attacco del calcare da parte dell'acqua marina arricchita di anidride carbonica dalle alghe cloroficee sempre presenti in queste vasche, e *lapiéz*, peraltro alquanto diversi dalle analoghe forme subaeree, perchè più profondi (anche 10 cm.) ed a lame più taglienti. La parte alta della zona a licheni neri è caratterizzata dalla predominanza delle azioni, per così dire, *aloclastiche*, derivanti dalla

cristallizzazione di salmarino dall'acqua di mare infiltratasi nelle fratture della roccia durante le mareggiate; la pressione operata dai cristalli di sale sulle pareti delle diaclasi provoca un effetto in parte simile a quello del gelo. Nella parte bassa della fascia a licheni neri i *lapiéz* assumono invece una forma simile a quella caratteristica dei fenomeni carsici subaerei;

b) *zona a licheni gialli*. È la fascia costantemente bagnata dalle onde e dagli spruzzi. In questa zona prevalgono i *lapiéz* simili a quelli carsici, le cui lame divengono verso il basso sempre meno taglienti, fino a sparire del tutto. A questo punto compare, quasi ovunque, il solco di battigia, spesso molto profondo; esso, nelle zone di incrocio dei giunti di stratificazione con fratture e con faglie importanti, si trasforma in caverne marine;

c) *la cornice organogena* (trottoir a Tenarea). Alla base del solco di battigia si trova una costruzione calcarea, di origine organica, che si protende di 40-50 centimetri nel mare. Essa è in gran parte opera di alghe calcaree incrostanti del genere *Lithophyllum* ed in via subordinata *Lithothamnium*. In questa zona non hanno più sede i fenomeni di erosione, sia essa chimica o meccanica.

Dalla descrizione appena fatta si rileva che la disposizione delle forme litorali di dissoluzione corrisponde in gran parte a quella segnalata lungo le coste calcaree del Mediterraneo (Guilcher, 1953), salvo qualche eccezione: ad esempio, lungo le coste della Penisola Sorrentina è notevole l'esistenza dei *lapiéz* di tipo carsico, a lame poco taglienti, nella parte inferiore della zona a licheni neri.

Non molto numerosi, ma indubbiamente sicuri sono gli indizi che permettono la datazione della falesia; a questo proposito la situazione più istruttiva è senz'altro quella di Conca dei Marini (Fig. 6). Qui la falesia si presenta con tutti i caratteri di una forma costiera fossile, il cui piede si trova all'incirca a 2 metri sull'attuale livello del mare; essa risulta sormontata da una cornice di *éboulis ordonnés*, che, come si è precedentemente dimostrato, appartengono alla fase di intensa degradazione crioclastica del Würm 3°; inoltre la falesia stessa porta alla base un terrazzo di abrasione marina a + 2 metri, scavato in parte nei calcari, ed in parte nelle brecce sovrastanti, che si protendono per parecchi metri al di sotto del mare. I rapporti reciproci tra le falde detritiche stratificate e la falesia di erosione marina indicano con certezza, unitamente all'altezza sull'attuale livello marino del terrazzo a + 2 metri, che la falesia *è stata scavata durante la trasgressione versiliana.*

Spesso però l'azione erosiva dei flutti ha asportato il terrazzo del mare versiliano, di cui resta peraltro ovunque traccia nel solco di battigia.

La suddetta ricostruzione è confermata anche da altri elementi. Nella grotta dello Smeraldo, presso Conca dei Marini, i complessi stalagmitici parzialmente ricoperti dal mare venivano interpretati come conseguenza di una sommersione ad opera di movimenti bradisismici. Ora, alla luce del ritrovamento di lembi di *éboulis ordonnés* anche al di sotto dell'attuale livello marino, che perciò testimoniano inequivocabilmente la regressione durante il Würm, è possibile attribuire appunto all'ultima glaciazione la formazione delle colonne stalagmitiche, sommerse successi-

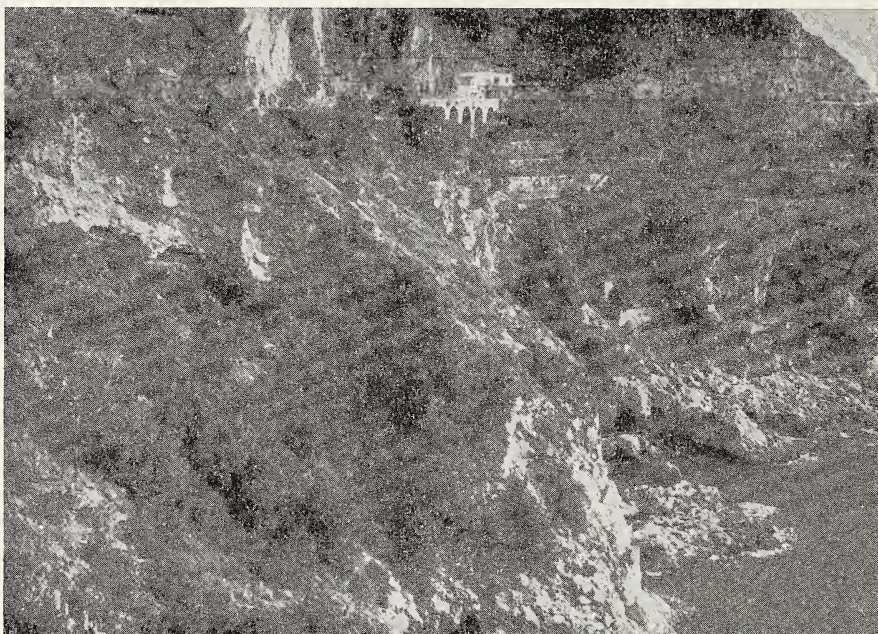


Fig. 6. — Il terrazzo di abrasione marina del Versiliano a Conca dei Marini; in alto, a sinistra, le *éboulis ordonnés.*

vamente durante il sollevamento glacio-eustatico versiliano, testimoniato nella Grotta dello Smeraldo dalla presenza di una banda di fori di animali litofagi fino a 2 metri al di sopra dell'attuale livello marino. In condizioni analoghe si trovano numerose grotte costiere (tra cui la Zinzulusa presso Castro, prov. Lecce, Lazzari, 1958).

2. 2. Le falesie strutturali.

La falesia strutturale non è molto frequente nella Penisola Sorrentina; essa si riscontra in maniera evidentissima sotto l'abitato di Praiano,

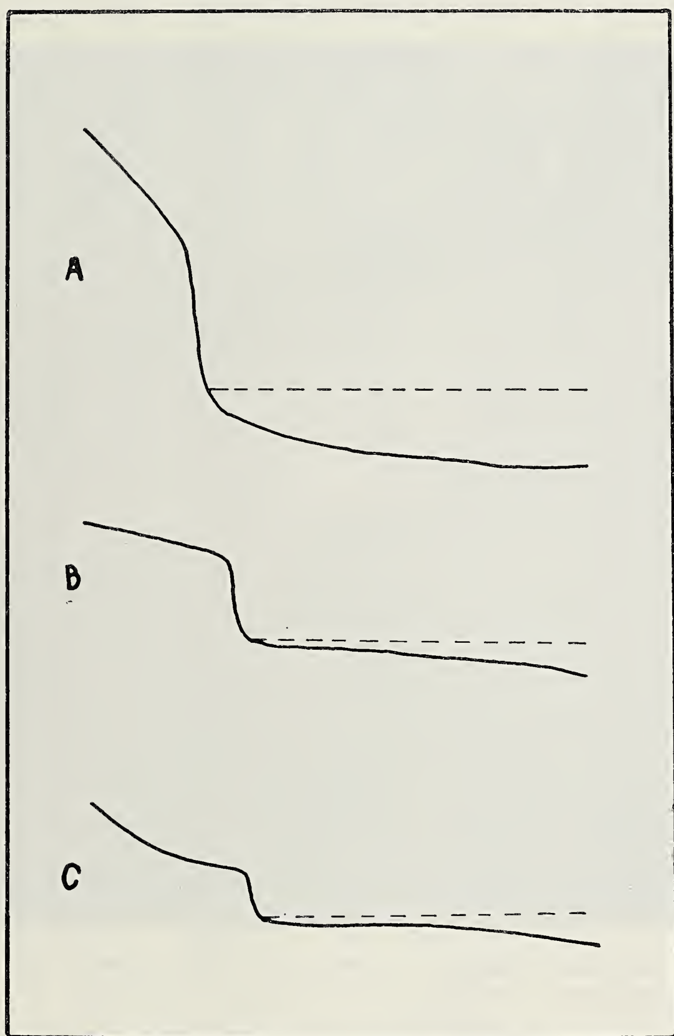


Fig. 7. — Profilo trasversale A) della falesia nei calcari, B) della falesia nei tufi, C) della falesia nel flysch. Si noti in A) l'assetto concavo verso l'alto del terrazzo di abrasione-deposito, dovuto all'accumulo, nelle immediate vicinanze della costa, dei materiali grossolani risultanti dalla demolizione della falesia; in B) il terrazzo che sovrasta la falesia nei tufi, che rappresenta la superficie naturale di deposizione dei tufi; in C) il terrazzetto di frana sulla falesia nel flysch.

inoltre presso la Torre di Montalto (comune di Nerano), alla cala di Ieranto, ed infine, per un centinaio di metri di costa, presso Pontone (comune di Massalubrense). Essa si presenta come una parete verticale, corrispondente ad uno specchio di faglia, dell'altezza di circa 100 metri (Praiano e Montalto), con due precisi caratteri distintivi:

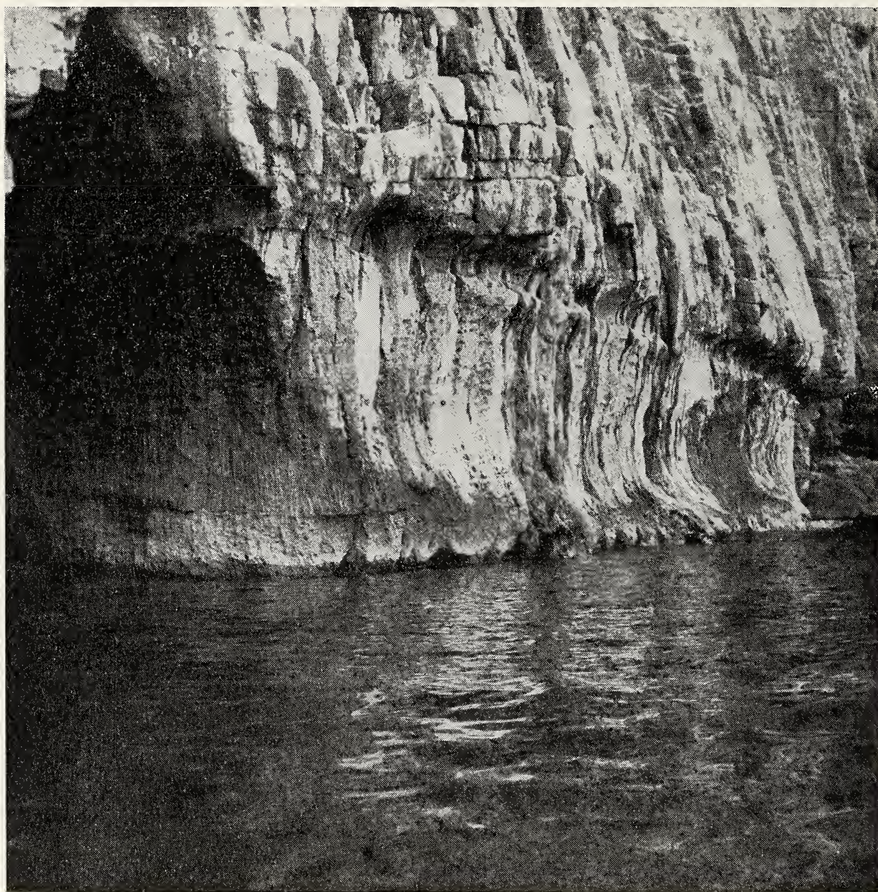


Fig. 8. — Il solco di battigia a +2 metri nella falesia strutturale sotto l'abitato di Pontone presso Massalubrense.

a) *la inesistenza del terrazzo di abrasione marina,* presente invece negli altri tipi di falesia. Il terrazzo di abrasione testimonia inequivocabilmente l'arretramento della falesia: nella falesia dei calcari e delle dolomie è caratterizzato da un profilo concavo verso l'alto, dovuto alla presenza, al di sotto del livello marino, delle conoidi di *éboulis ordon-*

nés, ed inoltre alla esistenza di grossi blocchi scalzati alla costa, che, per le loro stesse dimensioni, non sono stati trascinati al largo dai flutti (Fig. 7). Nelle falesie che si aprono nei tufi e nelle argille, che verranno in seguito descritte, il terrazzo di abrasione-deposito risulta invece convesso verso l'alto, perchè i materiali di risulta della escavazione marina hanno distribuzione granulometrica di tipo sabbioso e siltoso, e vengono, in ragione delle loro dimensioni, trasportati più lontano dalla costa;

b) *la persistenza della falesia.* Molto frequentemente le falesie strutturali portano tracce di antichi livelli marini sotto forma di solchi di battigia (Fig. 8). È il caso che si riscontra presso Pontone, nel territorio di Massalubrense, dove si possono notare chiaramente due solchi di battigia, disposti a circa 8 metri sull'attuale livello marino il primo, ed il secondo a 2 metri, scavati in una falesia strutturale (Tav. 4). Questo fatto conferma che le falesie strutturali non hanno subito in pratica arretramento dal Tirreniano ad oggi (non c'è infatti traccia di terrazzi di abrasione smantellati).

2. 3. Le falesie nei tufi.

Le falesie nei tufi si estendono per 5 chilometri circa, esclusivamente sul versante Sorrentino, tra Alimuri e Marina Grande. L'aspetto, assolutamente inconfondibile, permette di assimilarle alle falesie tipiche della Bretagna ed alle corrispondenti forme presenti lungo le coste inglesi della Manica [flat-topped cliffs (Arber, 1949)] [Fig. 9]; la falesia si presenta come una parete verticale, in fase di rapido arretramento in relazione alla presenza di fratture verticali nella roccia, formatesi probabilmente durante il raffreddamento della massa piroclastica; essa è orlata alla base da una spiaggetta costituita dall'accumulo dei materiali di risulta dovuti allo smantellamento, ad opera del mare; è inoltre sormontata, ciò che maggiormente la caratterizza, da un ampio terrazzo (profondo fino a 2 chilometri) che simula una forma di abrasione marina, ma che tale non è, come verrà in seguito dimostrato. A questo proposito è opportuno soffermarsi sulla genesi, e, in particolare, sulla giacitura dei tufi grigi campani in cui la falesia è scavata.

2. 3. 1. *I tufi grigi campani.*

Le piroclastiti grige, ricche di inclusi scariacei neri, litoidi, che passano sotto il nome di « tufi grigi campani » o « tufi pipernoidi »,

presentano, nel piano di Sorrento, uno spessore non ben definibile, ma che non è inferiore a 50 metri: poichè non si scorge, lungo la costa, la formazione su cui essi poggiano, non è possibile determinare il valore massimo del loro spessore; nell'affioramento del vallone di Seiano ed in quello di Pacognano il tufo affiora per uno spessore di 30 metri circa.

A) *La genesi.* — Come già osservato dagli antichi autori, l'assenza di stratificazione nei tufi grigi permette di attribuire questi ultimi ad

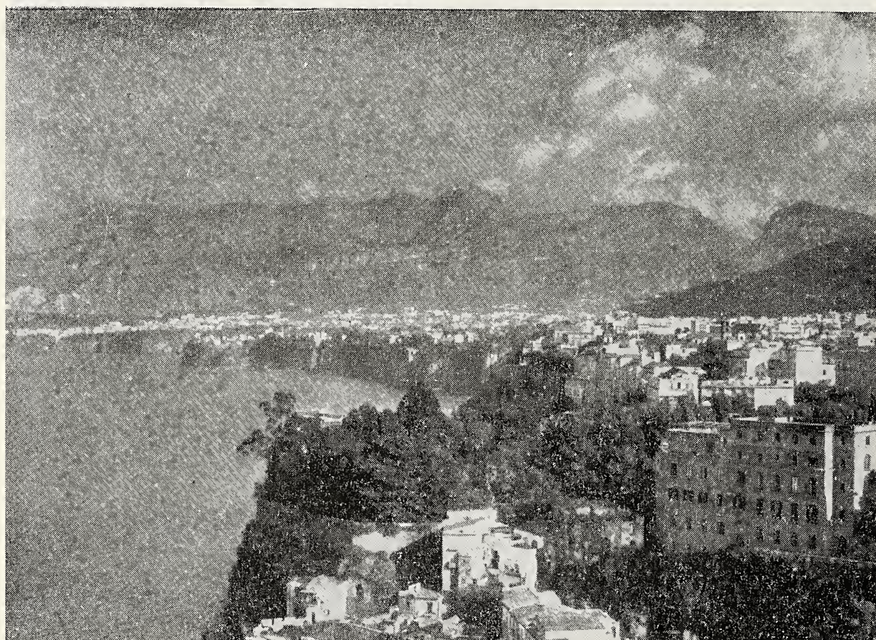


Fig. 9. — La falesia nei tufi campani a Sorrento.

un atto unico esplosivo; più difficile è invece l'interpretazione del meccanismo di questa esplosione. Alla luce tuttavia di recenti studi effettuati in aree diverse in cui affiorano i tufi pipernoidi (Di Girolamo, 1968) è possibile ipotizzare anche per l'analoga formazione nella Penisola Sorrentina un'*origine ignimbritica*, che darebbe ragione sia della disposizione topografica (le piroclastiti sono accumulate di solito nelle conche, e mancano del tutto sul versante Amalfitano), sia dell'aspetto compatto e privo di stratificazioni. Lo studio approfondito della genesi dei tufi trascende tuttavia gli scopi del presente lavoro; semmai di maggiore interesse può risultare la determinazione, per via geomorfologica, del

momento della recente storia del Quaternario in cui è avvenuto l'atto esplosivo.

B) *La giacitura.* — Nel piano di Sorrento i tufi poggiano direttamente sulla serie mesozoica, ed in particolare sui calcari del Cretacico superiore dislocati in un *graben* racchiuso tra gli *horst* di Montechiaro e del Capo di Sorrento; il contatto è visibile particolarmente bene percorrendo le profonde forre che solcano il terrazzo, piuttosto a monte, nonchè presso la spiaggetta di Alimuri. In questo caso

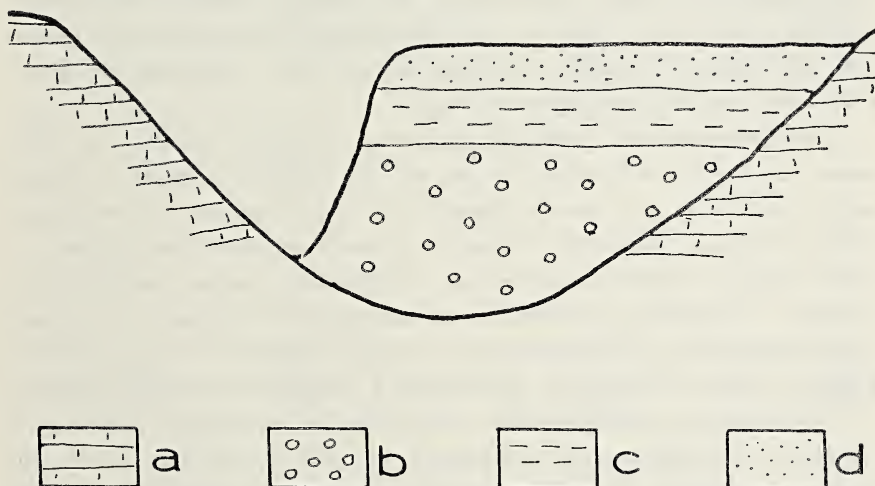


Fig. 10. — La giacitura dei tufi campani a Marina di Equa (Vico Equense): a) calcari del Cretacico superiore; b) conglomerati di deposito torrentizio, con lenti sabbiose, dello spessore di 35 metri; c) piroclastici gialle stratificate; d) tufi grigi litoidi. Le piroclastiti gialle stratificate poggiano sul terrazzo alluvionale di 35 metri (Tirreniano); le alluvioni a loro volta giacciono in morfologia valliva preesistente (Riss ?).

l'assenza a letto dei tufi di terreni di età terziaria e quaternaria non permette di fissare un valido limite inferiore alla caduta dei prodotti piroclastici. Non così invece nel vallone di Seiano ed alla marina di Vico Equense, dove già Galdieri e Paolini (1910) descrissero una sezione estremamente interessante, in cui affiorano, dal basso verso l'atlo, i seguenti termini (Fig. 10):

a) *conglomerati*, costituiti da un cemento sabbioso, di solito poco abbondante, e da ciottoli smussati, a basso indice di appiattimento, di

natura calcarea; digitazioni sabbiose, presenti nel complesso, indicano inequivocabilmente l'origine fluvio-torrentizia del deposito. La formazione ha lo spessore di 35 metri, e la sua superficie, sormontata dalla serie piroclastica, risulta pressocchè orizzontale; in tal modo viene ad identificarsi un terrazzo fluviale, di origine glacio-eustatica, fossile perchè ricoperto dai successivi sedimenti piroclastici, ed attribuibile con ogni probabilità al Tirreniano, ossia all'interglaciale Riss-Würm. È da escludersi che si possa trattare di un terrazzo climatico, la cui presenza nella parte finale del profilo longitudinale di un corso d'acqua, di solito condizionata dalle oscillazioni del livello di base (TONGIORGI-TREVISAN, 1941), sarebbe del tutto ingiustificata. Del resto, la superficie sub-orizzontale del deposito fa escludere che i conglomerati possano essere raccordati, in forma di conoide, con una linea di riva più bassa di quella a 35 metri sull'attuale livello del mare.

L'abbondanza del materiale detritico, veramente notevole in relazione alla brevità del corso d'acqua ed alla limitata estensione del suo bacino imbrifero, può essere spiegata solo con l'energica azione disgregatrice del gelo verificatasi durante la precedente glaciazione rissiana: i corsi d'acqua, durante il successivo interglaciale, hanno semplicemente evacuato i materiali precedentemente accumulatisi alla base dei versanti con il meccanismo già descritto per le *éboulis ordonnés* di età würmiana affioranti lungo la costiera amalfitana. I conglomerati fluvio-torrentizi di Vico Equense risultano inoltre accumulati in morfologia valliva preesistente, il che permette di riconoscere una fase di erosione lineare pretirreniana, durante la quale sono state impostate le linee salienti della rete idrografica della Penisola Sorrentina, successivamente riprese dalla fase erosiva würmiana;

b) *piroclastiti gialle,* ben stratificate, con abbondanza di prodotti pomicei, talvolta con evidenti tracce di fluitazione, come, ad esempio, nel Vallone di Seiano;

c) *tufi campani,* affioranti sotto l'abitato di Vico Equense.

In tal modo è già possibile affermare l'età post-tirreniana dei tufi, che viene ulteriormente precisata dai rapporti di giacitura osservabili al Capo di Sorrento ed a Ieranto (Fig. 11). A Capo di Sorrento i tufi giacciono sul terrazzo di abrasione marina di 8 metri scavato in parte nel Miocene arenaceo ed in parte nei calcari cretacici; inoltre essi colmano le incisioni, di età würmiana, che hanno smembrato il terrazzo stesso (fase di erosione del Würm 1° e 2°). Inoltre a Ieranto affiorano piroclastiti gialle simili a quelle di Vico Equense, che sovrastano le *éboulis ordonnés* del Würm 3°. Inoltre è opportuno precisare che ovun-

que le falde detritiche stratificate hanno verso l'alto una matrice piroclastica che nella parte bassa della formazione è del tutto assente.

In base alle considerazioni esposte è possibile inquadrare con sicurezza il momento geologico durante il quale sono avvenute le esplosioni del tufo campano; esso viene a situarsi tra il periodo di intensa disgregazione crioclastica del Würm 3°, che ha portato all'accumulo delle potenti falde detritiche della costiera Amalfitana, e la fase di erosione

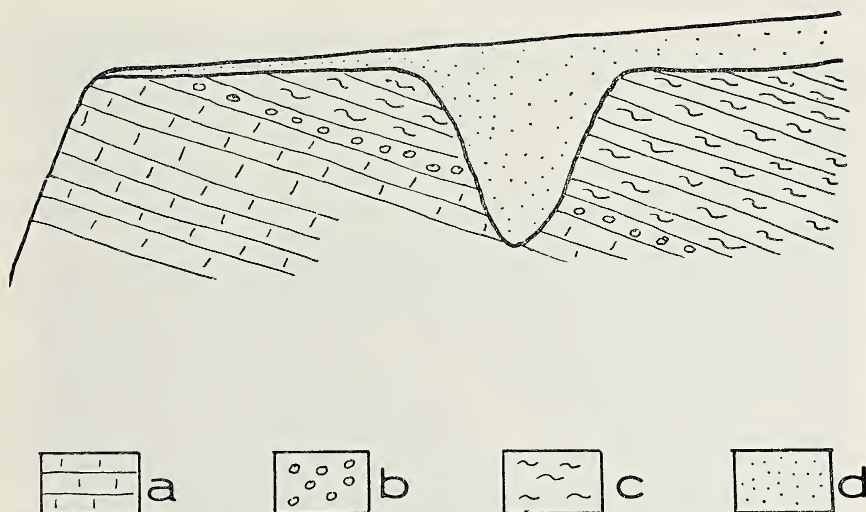


Fig. 11. — Capo di Sorrento (ruderi della villa di Pollio): a) calcari del Cretacico; b) conglomerati di base della trasgressione miocenica; c) arenarie ed argille mioceniche; d) tufi grigi litoidi. I tufi grigi giacciono sul terrazzo di abrasione marina di +8 metri, scavato in parte nei calcari cretacici, in parte nelle arenarie mioceniche. Essi riempiono inoltre le incisioni che hanno smembrato il terrazzo di +8 metri (fase di erosione anawürmiana).

catawürmiana, che, come è stato precedentemente detto, coinvolge i tufi stessi.

Ora se, come i fatti dimostrano, i tufi campani sono caduti alla fine della glaciazione würmiana, si può categoricamente escludere che la loro superficie abbia subito l'azione modellatrice del mare. Non sono assolutamente noti infatti, a partire dalla glaciazione würmiana, movimenti di tipo epeirogenetico che abbiano potuto sollevare il presunto terrazzo da un livello inferiore a quello del mare attuale sino a + 50 metri. Analogamente può escludersi il modellamento, ad opera delle acque correnti, della superficie superiore dei tufi, che non mostrano

segno alcuno di fluitazione; il terrazzo che va da Meta sino a Sorrento deve perciò essere interpretato come la superficie naturale di deposizione dei tufi campani. Una ulteriore conferma di questa ipotesi viene infine dalla morfologia tabulare che si accompagna, di solito, ai tufi campani (ad esempio presso il ponte Annibale sul fiume Volturno, nella piana di Caiazzo, nella pianura del Garigliano), che, proprio in relazione alle modalità di deposizione, tendono ad appiattire i dislivelli topografici, colmando le depressioni.

Per quanto concerne le forre che, numerose e profonde solcano il ripiano, esse devono attribuirsi alla fase di erosione catawürmiana, particolarmente efficace in questo caso, per il concorso di tre fattori di diverso ordine:

— l'aumento della piovosità, che, unito alla mitigazione del clima, ha comportato, nella fase di deglaciazione del Würm, un incremento del ruscellamento superficiale (Demangeot, 1965);

— il basso livello del mare, che, dopo aver toccato nell'apice glaciale il massimo della regressione glacio-eustatica, non si è sollevato in sincronia con l'aumento della temperatura;

— l'apposizione, sulla superficie topografica catawürmiana, di un materasso piroclastico di circa 50 metri di spessore, che ha sortito l'effetto di trasferire la rete idrografica di 50 metri più in alto, comportando una crescita ulteriore del potere erosivo delle acque superficiali.

Il primo ed il secondo dei fattori suddescritti, hanno fatto sentire la loro azione anche sul versante amalfitano della Penisola, incidendo le falde detritiche crioclastiche del Würm 3°.

2.4. Le falesie nel flysch.

Le falesie nel flysch compaiono per poco più di due chilometri, sul versante Sorrentino, tra il Capo di Sorrento e Marina di Puolo, nonchè lungo la marina di Massalubrense tra gli scogli di Pila ed il Capo Corbo (Fig. 12). Un altro esempio si trova a Marina di Cantone, dove una massa di Miocene in facies argillosa cola, in frana, fino al mare. Le caratteristiche morfologiche delle falesie e dei versanti nel flysch sono le seguenti (Tav. 6):

2.4.1. *La falesia.*

Alla base di un versante poco inclinato (circa 25°) si apre una falesia dall'assetto non molto diverso da quello del pendio, tuttavia da esso facilmente distinguibile per la presenza, tra i due elementi morfologici, di una netta rottura di pendenza. La falesia è sede di frequenti



Fig. 12. — La falesia nel flysch a Massalubrense.

fenomeni di smottamento, come dimostrato dalla presenza, alla base di essa, di materiali grossolani e scarsamene smussati; essa, proprio a causa della sua instabilità, non conserva tracce di antichi livelli marini, tranne in un caso (Tav. 7), e precisamente nel tratto di costa tra il Capo di Sorrento e Marina di Puolo, in cui, al piede della falesia, affiora un terrazzo di abrasione marina di età versiliana (Fig. 13). In questa località però la superficie di abrasione così ben definita si apre in corrispondenza di una discontinuità litologica tra la serie arenaceo-argillosa del Miocene ed i conglomerati di base, sempre miocenici (Scandone e Sgrosso, 1965), trasgressivi sul Cretacico superiore. L'at-

tuale linea di costa è rappresentata da una piccola falesia, in cui è possibile osservare molto chiaramente la successione dei fenomeni di dissoluzione chimica in rocce calcaree (lapiéz, vasche, etc.) nonchè gli effetti dell'erosione meccanica lungo le linee di frattura che interessano le calciruditi abrase dal mare versiliano.



Fig. 13. — Il terrazzo di abrasione marina del Versiliano, che si apre alla base della falesia nel flysch (tratto di costa tra Marina di Puolo e Capo di Sorrento).

2. 4. 2. *Il pendio.*

Il pendio che sovrasta la falesia risulta modellato dagli agenti dell'erosione subaerea, che è tuttora attiva, come dimostrato dai frequenti smottamenti che si verificano nella serie arenaceo-argillosa sotto l'azione

lubrificante delle acque di infiltrazione. Indubbiamente però durante il Würm 3° i fenomeni di soliflusso hanno assunto un'importanza ben maggiore di quella attuale nella morfogenesi dei versanti nel flysch, relegando in un ruolo assolutamente subordinato l'erosione lineare. Infatti le condizioni climatiche del Würm più recente, caratterizzate, come già detto in precedenza, da freddo umido, hanno favorito il soliflusso, i cui materiali detritici, facilmente riconoscibili per la distribuzione caotica dei clasti, e per l'abbondanza di matrice terrosa, risultano ricoperti da una sottile coltre piroclastica su cui si è impiantata la vegetazione arborea, rendendo alquanto stabile il versante attuale: questa

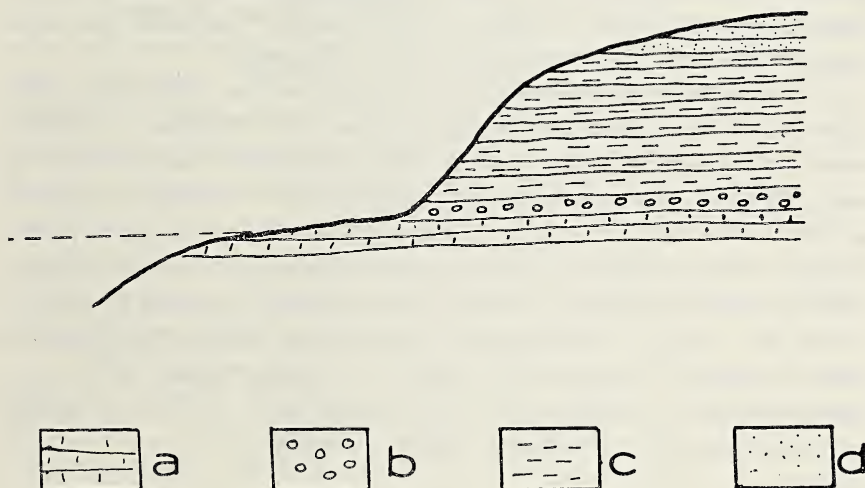


Fig. 14. — Tratto di costa tra Capo di Sorrento e Marina di Puolo: a) calcari del Cretacico superiore; b) conglomerato di base della trasgressione miocenica; c) arenarie ed argille mioceniche; d) tufi grigi litoidi del Würm; la linea tratteggiata rappresenta il livello marino attuale. Il terrazzo di abrasione a +2 metri (Versiliano) si è formato in corrispondenza della discontinuità litologica calcari-arenarie.

successione è particolarmente evidente nei pressi di Massalubrense, nel camping « Giardino romantico ».

3. LE SPIAGGE.

Le spiagge risultano sempre connesse, nella Penisola, alla presenza di corsi d'acqua caratterizzati dall'elevato trasporto solido; fanno eccezione le spiaggette di base delle falesie nei tufi, dove la sabbia rappre-

senta il prodotto di disfacimento dei tufi stessi, disfacimento che ha comportato una sorta di levigazione naturale da parte dei flutti, con deposizione alla base della falesia dei cristallini di sanidino e di pirosseno, nonchè dei lapilli, ed asportazione, verso il largo, dei materiali cineritici più leggeri.

I corsi d'acqua nella Penisola Sorrentina hanno tutti un andamento *anaclinale*, carattere questo del resto comune a tutta la rete idrografica dell'appennino calcareo meridionale, in cui talvolta l'arretramento delle linee spartiacque per erosione regressiva fino alla dissezione delle strutture può giungere a simulare l'antecedenza. L'erosione lineare è stata agevolata dalla presenza, nei blocchi monoclinali della Penisola Sorrentina, di numerose linee di faglia: è facile infatti riscontrare una certa corrispondenza tra linee tettoniche e rete idrografica.

Le *spiagge* sono di età molto recente; la fine della glaciazione würmiana, caratterizzata dalla instaurazione di condizioni climatiche molto simili a quelle attuali, ed il sollevamento del livello di base dei corsi d'acqua avvenuto durante la trasgressione versiliana, ha portato ad una intensa fase di deiezione dei torrenti, che hanno costruito piccole pianure costiere (Maiori, Minori, Amalfi, Vietri), il cui ampliamento, tuttora in corso, raggiunge le fasi più attive durante i periodi di massima portata dei torrenti. Naturalmente, a causa della limitata lunghezza dei corsi d'acqua, il trasporto dei clasti è avvenuto senza un'eccessiva frammentazione e riduzione di volume degli stessi, per cui le spiagge assumono tutte un caratteristico aspetto ciottoloso.

4. LA SUCCESSIONE DEGLI EVENTI GEOMORFOGENETICI.

È possibile sintetizzare come segue la successione dei processi morfologici nella Penisola Sorrentina:

a) *fase di erosione pre-tirreniana.* La disposizione dei conglomerati fluvio-torrentizi di Vico Equense, di età tirreniana, in una morfologia valliva preesistente, fa pensare all'esistenza di una fase di erosione lineare pre-tirreniana, non meglio identificabile, durante la quale vennero presumibilmente impostate le linee generali della rete idrografica attuale, ricalcate dalle successive fasi erosive;

b) *fase di deiezione tirreniana.* Il periodo interglaciale è rappresentato da una fase di intensa deposizione, probabilmente legata a tre motivi di fondo: 1) il sollevamento del livello di base dei corsi d'acqua con la trasgressione glacio-eustatica del tirreniano ha prodotto una gene-

rale diminuzione della competenza delle acque correnti; 2) l'affiorare nell'interglaciale Riss-Würm, caratterizzato nel bacino mediterraneo da clima subtropicale prevalentemente asciutto, delle condizioni climatiche locali (notevole piovosità) dovute alla presenza, a brevissima distanza dal mare, di rilievi di notevole altitudine; 3) l'esistenza nei halweg di accumuli detritici di gelifrazione, presumibilmente formatisi durante la precedente glaciazione rissiana, che hanno caricato le correnti, fino a superare la loro capacità di trasporto. La fase di deiezione è rappresentata quasi esclusivamente dai conglomerati di Vico Equense; è probabile però che altri depositi coevi siano stati smantellati dalle successive fasi erosive;

c) *fase di erosione del Würm 1° e 2°*. Con l'inizio della glaciazione würmiana si hanno dei radicali mutamenti nelle condizioni climatiche; l'estensione delle calotte glaciali ha infatti comportato il rafforzamento e l'estensione della dorsale barica medio-eropea, che ha finito col cancellare le condizioni climatiche locali della Penisola Sorrentina facendo instaurare il clima freddo e secco del Würm 1° e 2°. In queste condizioni si ha una fase di prevalente erosione lineare con il dissezionamento delle forme di accumulo tirreniane, successivamente riempite dai tufi campani (Vico Equense, Vallone di Seiano), erosione probabilmente diffusasi anche nei periodi interstadiali

d) *formazione degli accumuli crioclastici del Würm 3°*. Nell'ultima fase stadiale würmiana si ha, insieme ad una mitigazione della temperatura, un incremento dell'umidità atmosferica (Demangeot, 1965, Charlesworth, 1957) che porta ad una fase di intensa degradazione crioclastica dei calcari mesozoici fratturati e gelivi. Ad una energica azione modellatrice sui versanti, di tipo areolare, che cela in parte le tracce di antichi livelli marini, si accompagna l'accumulo di grandi falde detritiche stratificate (*éboulis ordonnés*), nella cui parte superiore cominciano a comparire, nella matrice, i materiali piroclastici. L'aumento della piovosità porta anche ad un incremento della dissoluzione carsica: si formano i complessi stalattitici e stalagmitici della Grotta dello Smeraldo. Infine, sui versanti arenaceo-argillosi del Miocene di Massalubrense si hanno fenomeni di soliflusso con formazione di terrazzetti di frana;

e) *caduta delle piroclastiti grige (tufo campano) nel Würm 3°*. Poco dopo la formazione delle frane crioclastiche cadono le piroclastiti grige che, ancora ad elevata temperatura, assumono consistenza litica; la superficie del deposito si dispone secondo un piano molto vicino a quello orizzontale, simulando un terrazzo marino o fluviale;

f) *fase di erosione lineare catawürmiana*. L'inizio della deglacia-

zione segna un ulteriore aumento della piovosità. Il livello del mare, il cui sollevamento glacio-eustatico è sfasato rispetto alla mitigazione del clima (TRICART, 1965), ancora basso, provoca una nuova fase di erosione lineare, durante la quale si formano le forre che solcano il terrazzo di Sorrento; le falde detritiche del Würm 3° vengono incise;

g) *formazione delle falesie e delle spiagge nel Versiliano.* Il ritiro delle calotte glaciali porta alla trasgressione Versiliana a 2 metri sopra l'attuale livello del mare, marcata da un terrazzo di abrasione marina, da solchi di battigia e da tutta una serie di forme di erosione costiera. Le condizioni di trasgressione favoriscono al massimo l'escavazione delle falesie (DE MARTONNE, 1957); in corrispondenza dei solchi di erosione torrentizia gli apporti detritici dei corsi d'acqua si accumulano formando piccole spiagge ciottolose. Solo in qualche raro caso (con torrenti di scarsa competenza) si creano forme di sommersione; la Grotta dello Smeraldo viene invasa dal mare;

h) Ritiro del mare fino all'attuale livello ed instaurazione delle condizioni climatiche orierne.

Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, marzo 1968.

BIBLIOGRAFIA

ARBER M. A., 1949 - *Cliff profiles of Devon and Cornwall.* Geog. Jour., **114**, n. 4-6, pgg. 191-197, figg. 6. London.

BOURCART J., 1955 - *Quelques remarques sur les littoraux actuels pour la compréhension des littoraux fossiles.* Boll. Soc. Geol. Fr., VI ser., **5**, pgg. 571-576, fig. 1. Paris.

BRANCACCIO L., 1967 - *Note di morfologia costiera sulla cala di Ieranto presso Punta Campanella (Penisola Sorrentina).* Boll. Soc. Nat., **76**, pgg. 255-269, figg. 7. Napoli.

CASTALDI F., 1941 - *Le terrazze della Penisola Sorrentina.* Boll. Soc. Nat., **52**, pgg. 41-127, figg. 29. Napoli.

CHARLESWORTH J. K., 1957 - *The Quternary Era with special reference to its glaciation.* Edward Arnold LTD. London.

DE LORENZO G., 1904 - *Geologia e geografia fisica dell'Italia Meridionale.* Ed. Laterza. Bari.

DEMANGEOT J., 1965 - *Memoires et documents: Géomorphologie des Abruzzes adriatiques.* Ed. Centre Nat. Recher. Scient. Paris.

De Martonne E., 1909 - *Traité de géographie physique.* A. Colin Ed.. Paris.

Derruau M., 1965 - *Précis de géeomorphologie.* Masson Ed.. Paris.

Di Girolamo P., 1968 - *Petrografia dei tufi campani: il processo di pipernizzazione (tufo - tufo pipernoide - piperno).* Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., **35**. Napoli.

Galdieri A. e Paolini V., 1913 - *Il tufo campano di Vico Equense.* Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., ser. 2°, **15**, n. 15, pgg. 12, fig. 1, tav. 1. Napoli.

Guilcher A., 1953 - *Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire.* Ann. de Geog., **62**, pgg. 161-179. Paris.

Guillien Y., 1962 - *Neoglaciaire et Tardiglaciaire: géochimie, palynologie, préhistoire.* Ann. de Geog., **71**, n. 383, pgg. 1-35, tavv. 4. Paris.

Guzzetta G., 1963 - *Osservazioni sulle brecce della Penisola Sorrentina attribuite al Quaternario antico. Rend. Acc. Sc. Fis.* e Mat., ser. 4°, **30**, pgg. 165-178, tavv. 7. Napoli.

King A. M., 1959 - *Beaches and coasts.* Edward Arnold Ltd. London, 1959.

Ottmann F., 1965 - *Introduction a la géologie marine et littorale.* Masson Ed. *Méditerranée orientale (Chypre, Galilée).* Rev. de Geog. phys et de geol. din.,

Lazzari A., 1958 - *La Grotta Zinzulusa presso Castro, prov. Lecce. Osservazioni geo-morfologiche con notizie storico-bibliografiche e due appendici.* Annali Ist. sup. di Sc. e Lett. S. Chiara, n. 8, pagg. 237-295, fig. 1, tavv. 6. Napoli.

Lazzari A., 1960 - *Le condizioni geologiche delle coste tirreniche dell'Italia meridionale nel corso del Pliocene-Calabriano e loro importanza bio-geografica.* Ann.. Pont. Ist. Sup. Sc. e Lett. « S. Chiara », **10**, pgg. 225-235. Napoli.

Mancini F., 1962 - *Le variazioni climatiche in Italia dalla fine del Riss all'Olocene.* Boll. Soc. Geol. It., **81**, fasc. 1, pgg. 181-214. Roma.

Ottmann F., 1965 - *Introduction a la géologie marine et littorale.* Masson Ed. Paris.

Rovereto G., 1903 - *Geomorfologia delle coste ossia appunti per spiegare la genesi delle forme costiere.* A. Ciminago Tip. Genova.

Scandone P. e Sgrosso I. 1965 - *Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene.* Boll. Soc. Nat., **74**, pgg. 159-177, figg. 9, tavv. 10. Napoli.

Segre A. G., 1949 - *Tracce di morfologia subaerea sul fondo marino litoraneo del Lazio meridionale.* Historia Naturalis, **3**, fasc. 1.R oma.

Segre M., 1953 - *Symposium sur les brèches quaternaires. Discussion.* Actes du IV Congrès INQUA, Rome-Pise, aout-sept. 1953. Roma.

Trevisan L. e Tongiorgi E., 1941 - *Discussione sulla genesi e sulla cronologia dei terrazzi e delle pianure in relazione alle variazioni climatiche.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **49**. Pisa.

Tricart J., 1965 - *Principes et méthodes de la géomorphologie.* Masson Ed. Paris.

TRICART J. e CAILLEUX A., 1967 - *Traité de géomorphologie: le modelé des régions périglaciaires. Tome II.* Ed. SEDES. Paris.

VAUMAS, DE E., 1963a - *Sur les grèzes litées de la valée du Kambos et du littoral de Pomos (Chypre) et la formation des glacis en période froide.* C. R. Ac. Sc., **256**, fasc. 6, pagg. 1326-1328. Paris.

VAUMAS, DE E., 1963b - *Sur la morphogenèse des versant périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire (« glacis d'érosion en roches tendres »).* C. R. Ac. Sc., **256**, fasc. 15, pgg.. 3329-3332. Paris.

VAUMAS, DE E., 1964 - *Phénomènes cryogéniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée orientale (Chypre, Galilée)* Rev. de Geog. phys. et de geol. din., **6**, fasc. 4, pgg. 291-311, figg. 6. Paris.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 275-288, 9 figg.

L'appartenance stratigraphique et l'extension de certaines brèches de la zone côtière adriatique

Nota della dott. RAJKA RADOIČIĆ
presentata dai Soci DE CASTRO e MACCAGNO

(Tornata del 28 giugno 1968)

Résumé. — Les brèches calcaires grossières sont les sédiments assez répandus dans le Littoral monténégrin et dans la Dalmatie. Elles se trouvent dans les différentes zones où l'on leur a donné l'âge différent: aux unes on a attribué l'âge éocène, aux autres l'âge crétacé supérieur ou crétacé inférieur et aux quelques unes celui jurassique supérieur. Avec cela, ces sédiments n'étaient pas souvent marqués comme des brèches.

Sur la base des connaissances actuelles, l'auteur distingue des brèches sans et des brèches avec les fossiles dans le ciment. Sur la base des données paléontologiques, de la position et de l'extension des unes et des autres, l'auteur pense que ce soient des formations d'âge paléocène-éocène (ce qui ne signifie pas qu'elles sont en totalité des équivalents temporaires) et que la diversité, laquelle a un caractère zonaire, dépende de la paléogéographie et de la position dans le bassin sédimentaire: les différences sont en particulier grandes entre les brèches de la zone distale et proximale de sédimentation. Les unes et les autres sont liées pour les zones paléogéographiques déterminées: ce sont des brèches de flancs lesquels ont limité, au nord, le bassin de Cukali, le bassin de Neretva-Hvar (lequel peut ne représenter que la partie orientale extrême du bassin submergé de Vis-Neretva considérablement plus marquant, mais qui est pour le moment très peu clarifié) et le bassin de la région de Split (les brèches du Velebit, lesquelles ont également limité un très large bassin, ne sont pas examinées dans cette note). Enfin, on a mis en évidence la liaison possible entre le bassin de Cukali et le bassin de Durmitor.

Riassunto. — Lungo le coste del Montenegro e della Dalmazia sono molto diffusi dei sedimenti costituiti da brecce calcaree grossolane. Esse sono state trovate in località diverse ed è stata loro attribuita un'età differente: ad alcune Eocene, ad altre Cretacico superiore o inferiore e a qualcuna anche Giurassico superiore. Inoltre spesse volte questi sedimenti non erano nemmeno riconosciuti come brecce.

Sulla base delle attuali conoscenze, l'Autore distingue tali conglomerati in brecce *con* fossili nel cemento e brecce *senza* fossili nel cemento. Mediante l'analisi dei dati paleontologici, della posizione e dell'estensione di questi tipi di brecce l'Autore

ritiene che si tratti di formazioni di età paleocenica-eocenica (la qual cosa non significa che esse siano necessariamente perfettamente sincrone), e che le loro differenze dipendono dalla paleogeografia e dalla posizione nel bacino sedimentario. Le differenze saranno quindi molto marcate tra le brecce della zona di sedimentazione distale e quelle della zona prossimale. Le une e le altre sono legate da zone paleogeografiche determinate: esse sono delle brecce di fianco che hanno delimitato a nord il bacino di Cukali, il bacino di Neretva-Hvar (il quale può rappresentare la sola parte orientale estrema del bacino sommerso di Vis-Neretva, considerevolmente più individualizzato, ma che per il momento è molto poco studiato) e il bacino della regione di Split (le brecce del Velebit, che hanno anch'esse limitato un bacino molto largo, non vengono esaminate in questa nota).

Infine l'Autore mette in evidenza la possibile connessione tra il bacino di Cukali e quello del Durmitor.

Les brèches calcaires grossières sont les sédiments assez répandus dans le Littoral monténégrin et dans la Dalmatie méridionale. Elles se trouvent dans les différentes zones, où l'on leur a attribué, en premier lieu à cause d'une certaine différence lithologique, l'âge différent : aux unes l'âge éocène, aux autres — crétacé supérieur ou inférieur, et aux quelques unes — jurassique supérieur. Il n'est pas le cas rare qu'elles ne soient point marquées sur les cartes géologiques — leur présence était soit négligée, ou souvent n'était pas observée (le cours inférieur de la Neretva, c'est à dire les environs de Ploče et d'Opuzen, en partie dans la région des Bouches de Cattaro, dans le Vieux Monténégro et à la Crmnica).

Dans la littérature géologique classique nous rencontrons des données concernant certaines de ces formations des terrains du Littoral monténégrin (G. von Bukowski 1909, 1912) et des alentours du Mosor et du Biokovo (Th. Rutgers 1942, J. Soest 1942, G. Woorwijk 1938). Pour ces régions existent les cartes géologiques plus récentes rédigées au cours de ces dernières huit années (R. Antonijević et autres 1966 ; B. Markovič 1966 ; A. Pavič 1961 ; M. Komatina 1960, 1961-62 et A. Vukovič 1960-61). Néanmoins nous devons constater qu'à l'étude de ces brèches n'était pas attribuée une attention plus grande même ni dans le cadre des travaux plus récents, et leur intérêt pour la paléogéographie n'était point observé.

Sur la carte (l'esquisse 1) est schématiquement représentée l'extension des brèches dans le Littoral monténégrin et dans la Dalmatie méridionale. Ce sont : localité 1 - les brèches de Paštroviči et de la Crmnica méridionale ; localité 2 - les brèches de la Crmnica occidentale ; localités 3, 4 et 5 - les brèches de la région des Bouches de Cattaro ; loca-

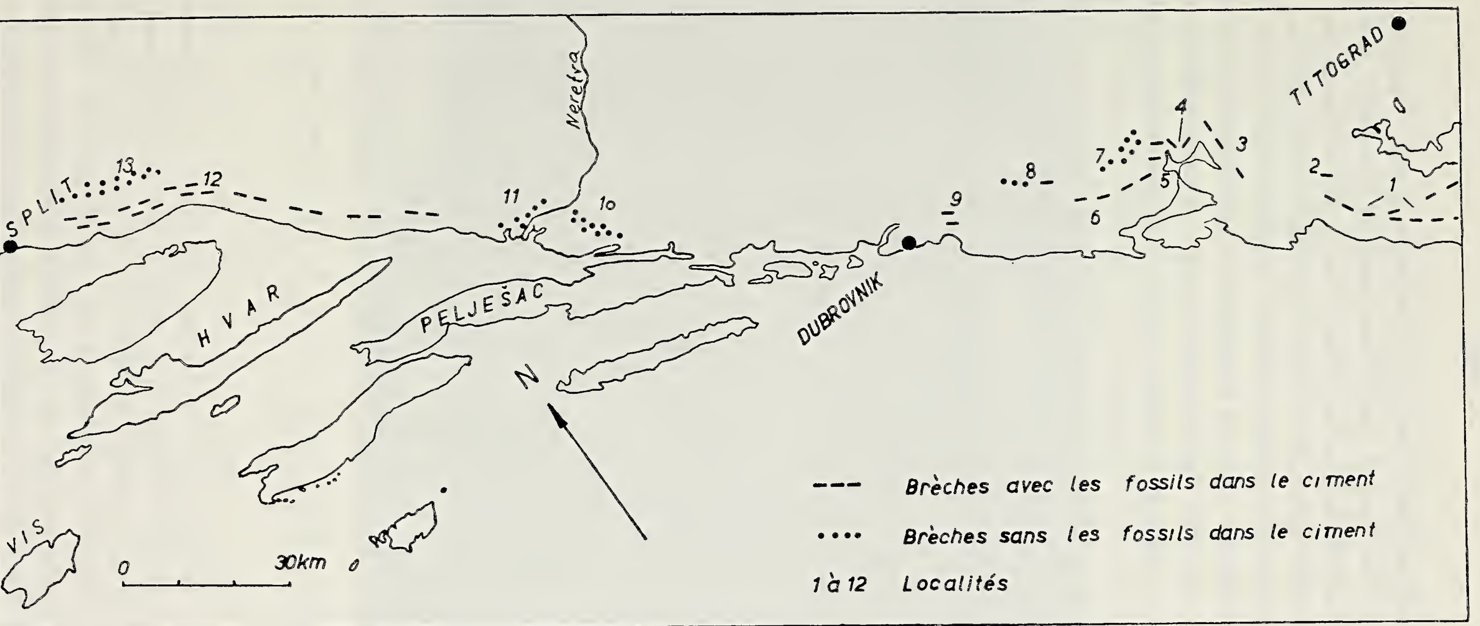

TITOGRAD
DUBROVNIK
SPLIT
Neretva
PELJEŠAC
HVAR
VIS
N
0
30km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
Brèches avec les fossils dans le ciment
Brèches sans les fossils dans le ciment
1 à 12 Localités

Fig. 1.

lités 6 - les brèches de la barre Djevojačka greda, 7 - les brèches d'Orjen, 8 - de Stravča et 9 - de Plat; localités 10 et 11 - les brèches du cours inférieur de la Neretva (les environs d'Opuzen et de Ploče) et localité 13 - les brèches de la région de Mosor et de Biokovo.

Dans le cadre des brèches calcaires grossières de la zone côtière adriatique je distingue: (a) les brèches sans fossiles dans le ciment et (b) les brèches à fossiles dans le ciment (dans la phase actuelle de connaissance de cette matière il m'était le plus acceptable de les distinguer d'après ce critérium). En examinant leur distribution nous voyons que les unes et les autres sont intimement liées pour les zones paléogéographiques déterminées.



Fig. 2. — Montagne d'Orjen, localité 7. Bloc de calcaire néocomien stratiforme dans les brèches sans fossiles dans le ciment.

Les brèches sans fossiles dans le ciment, c'est à dire les brèches dans lesquelles prédomine la composante crétacée inférieure (Vieux Monténégro, Orjen, environs d'Opuzen et de Ploče et en partie les brèches de Mosor de la zone septentrionale).

Ce sont les brèches hétérogènes très grossières d'une distribution chaotique. Les inclusions sont de la grandeur différente: de celles menues jusqu'aux blocs dont le diamètre atteint quelques mètres et, plus

rarement, une dizaine de mètres. Un grand nombre d'inclusions a des dimensions d'une dizaine de centimètres jusqu'à un mètre. Les sédiments crétacés inférieurs en prédominance néocomiens sont la composante prédominante, beaucoup plus rares sont les calcaires du Crétacé inférieur plus jeune, et ceux du Crétacé supérieur (du Jurassique supérieur?) apparaissent très rarement ou presque exceptionnellement. Le ciment est un sédiment verdâtre calcaro-argileux. Il est irrégulièrement distribué et ne se rencontre qu'en cas exceptionnels dans des quantités

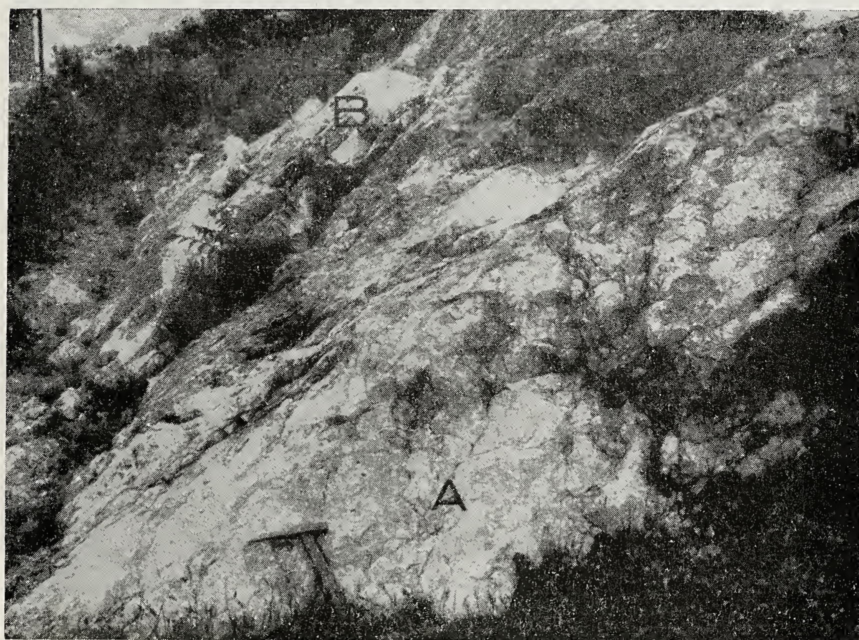


Fig. 3. — Cattaro, localité 3. Brèches et calcaires à Foraminifères. Pour les détails A et B voir fig. 3 et 4.

plus grandes. Parfois il ne peut être point trouvé sur des espaces plus larges, si bien qu'on obtient une impression qu'il y a des parties dans lesquelles il n'existe point un ciment. Dans le ciment de ce type on n'a pas trouvé en aucun cas, pas seulement des fossiles, mais ni détritus organogène quelconque. Les analyses sédimentologiques dûes à D. Stefanovska ont montré que les brèches d'Orjen, du cours inférieur de la Neretva et du Mosor (zone septentrionale - peut-être seulement dans une de ses parties) ont le même type de ciment. D'après D. Stefanovska c'est «Une matière carbonatée cimentée, de type micritique, avec la

participation plus ou moins grande d'un fin détritus calcitique. Dans la constitution du ciment participent, sauf de la matière calcitique prédominante, une quantité inconsidérable de la matière argileuse irrégulièrement distribuée, un peu d'aragonite et le pigment vert, lequel provient d'un ingrédient vert fort transformé, lequel remplit des cavités et pores souvent nombreux dans le ciment. D'après sa composition cor-



Fig. 4. — Détail A de la fig. 2. Brèche avec Rotalides, petites Globigérines, Gümbélines, Mélobésiées etc. dans le ciment. Les inclusions sont constituées de brèches d'âge sénonien (avec fragments même du Jurassique) et calcaires avec Orbitoïdidés.

respond à la silice amorphe. Par l'analyse d'un échantillon à l'aide de la méthode thermo-différentielle on n'a pas identifié que la calcite et l'argile. L'ingrédient vert ne pouvait pas être déterminé dans le cadre de cette étude ».

Les brèches à fossiles dans le ciment, c'est à dire les brèches dans lesquelles prédominent des fragments crétacés supérieurs (Crmnica - localité 2, Paštrovići - localité 1, Bouches de Cattaro - localités 3 à 6, en partie Stravča - localité 8, Plat - localité 9, Podmosorje méridional et Biokovo - localité 12.

C'est également une brèche grossière, hétérogène et non triée. Les inclusions ont des dimensions différentes, de très menues jusqu'à celles dont le diamètre atteint plusieurs mètres. Quelquefois peuvent être peu ou inconsidérablement faconnées, et dans le cas qu'elles se trouvent dans une plus grande quantité de ciment calcaro-marneux peuvent être même arrondies. Prédominent des inclusions crétacées supérieures, et seulement un petit nombre provient du Crétacé inférieur (et du Jurassique?). On

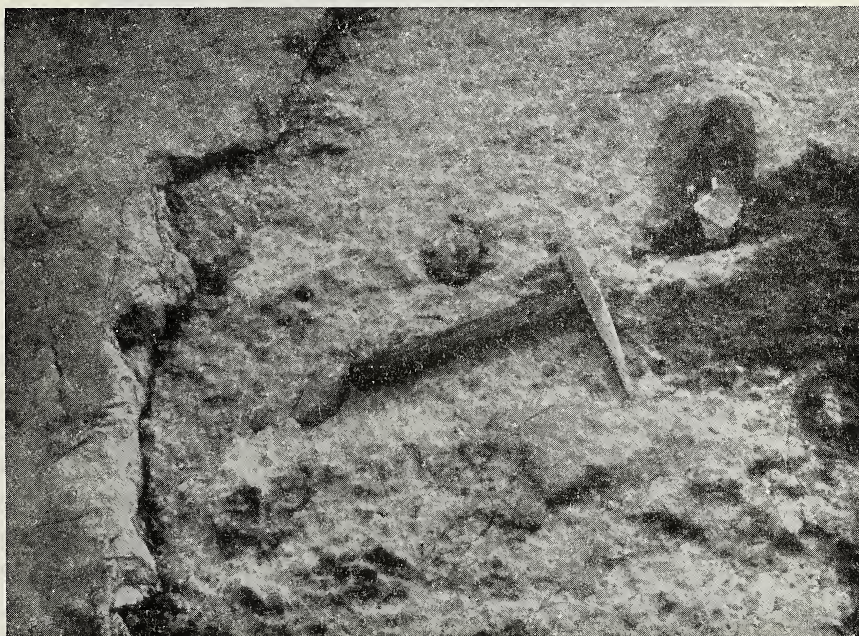


Fig. 5. — Détail B de la fig. 2. Calcaires du Paléocène inférieur avec des inclusion très rares du Turonien-Sénonien.

a observé que dans certains endroits, dans le cadre de ces brèches, sont développés les sédiments en prédominance sénoniens, dans d'autres ceux turoniens-sénoniens ou turoniens — il n'est pas exclu que ce « triage » soit d'une certaine importance stratigraphique. Le ciment de la base est de type micritique, dans un cas (observé dans la région des Bouches de Cattaro) c'est un calcaire clair à Foraminifères en prédominance grands (*Rotaliidea*) et à détritus organogène différent, dans un autre c'èst un calcaire jaunâtre-rosâtre à Foraminifères pélagiques, et le plus répandu est le calcaire gris-verdâtre marneux ou la marne calcaire également à Foraminifères pélagiques; le ciment à Nummulites, c'est

à dire le calcaire nummulitique apparaît dans les hauts bancs de ces brèches. Les calcaires foraminifères (à Rotalideas différentes) et les calcaires nummulitiques apparaissent également comme des intercalations et lentilles, les premiers dans la plus basse partie et les deuxièmes dans la plus haute partie des brèches.

Revue stratigraphique

Le plus jeune sédiment redéposé dans les brèches sans fossiles dans le ciment, il représente un indice indirect et pour le moment unique de l'âge de ces formations lesquelles ne sont pas ni de loin suffisamment étudiées à ce point de vue. Le plus jeune fragment constaté dans la brèche d'Orjen est le calcaire du Crétacé supérieur plus jeune à Hippurites. Cela signifie que les brèches d'Orjen ne sont pas plus anciennes que le Crétacé supérieur plus jeune et que pour le moment, si nous appuyons seulement sur cette donnée, ne peut être exclue la possibilité de leur appartenance au Sénonien.

Les brèches de Stravča (figure 1, localité 8) devraient représenter un prolongement de la zone de brèches d'Orjen (localité 7). Dans cette région sont identifiées deux plus petites parties — l'une sans fossiles dans le ciment et l'autre à fossiles du Paléocène inférieur. En partant de cette donnée, il est vraisemblable que dans le complexe de brèches d'Orjen il faille s'attendre des parties à mêmes fossiles dans le ciment.

Les brèches du cours inférieur de la Neretva (Opuzen - Ploče, figure 1, localités 10 et 11) ne sont pas plus anciennes que le Maestrichtien, puisque le plus jeune fragment y trouvé jusqu'à présent est d'âge maestrichtien. Pourtant, cela n'exclut pas la possibilité que leur formation a commencé vers la fin du Maestrichtien.

Il est certain qu'au Mosor sont développées les brèches, lesquelles correspondent aux brèches du cours inférieur de la Neretva et d'Orjen (la zone septentrionale des brèches de Mosor - localité 13). Si nous partons du fait que sur cette même espace M. Komatina (1960) a constaté des parties plus petites de brèches éocènes, alors nous pouvons s'attendre trouver une solution justement ici — obtenir des données du rapport entre les unes et les autres brèches. Dans la région de Mosor, laquelle n'est pas suffisamment étudiée de ce point de vue, sont répandues également des brèches plus jeunes dont on parle ici.

Le mur des brèches sans fossiles dans le ciment — là où il est observé — est d'âge jurassique supérieur et néocomien.

La position stratigraphique des brèches avec fossiles dans le ciment est nette. Dans celle-ci sont représentées les divisions à partir du Paléocène inférieur jusqu'à l'Eocène moyen (pour le moment ne peut être exclue la possibilité que leur formation a commencé vers la fin du Maestrichtien), leur mur est constitué de sédiments jurassiques su-



Fig. 6. — Versant occidental du Mont Sišman (Bouches du Cattaro). Calcaires à Foraminifères du Paléocène inférieur.

périeurs, ou,dans un autre cas, de ceux crétacés supérieurs, et le toit de Flysch éocène (ou les sédiments marneux pré-flyschs?).

Dans la plus ancienne partie de brèches apparaissent des noeuds et intercalations de calcaire foraminifère, lequel latéralement passe aux brèches, et le calcaire lui-même est par places bréchoïde. Du point de vue paléontologique, ce calcaire contient les Rhodophycées, Rotalidés

très fréquentes (*Rotalia, Kathina, Gavellinella, Lokhartia?*, etc.), les Miliolidés et Foraminifères pélagiques peu fréquents — Globigérines et Globorotalies (de la zone *pseudobulloides-inconstans*), ou, dans un autre cas, les Globorotalies le plus vraisemblablement de la zone *trinidadensis-uncinata*. A un horizon quelque peu plus jeune appartiennent



Fig. 7. — Bloc de calcaire turonien dans les brèches près de Perast (localité 4).

des niveaux de brèches dont le ciment est un calcaire marneux jaunâtre-rougeâtre à Globorotalies, lesquelles ne sont pas à coup sûr plus anciennes que la zone-*pusilla*.

Les quantités plus notables de ciment marneux gris-verdâtre se trouvent dans la partie plus haute des brèches. Elle contient nombre Foraminifères pélagiques — Hétérohélicidés, Globigérines et Globoro-

talies. On n'à pas plus en détails étudié cette faune, mais en certains cas il s'agit à coup sûr des associations plus jeunes que le Palocène moyen et supérieur. Le ciment marneux verdâtre contient, par places, également de grands Foraminifères — Discocyclines et Nummulites. Dans les hauts bancs des brèches apparaissent des intercalations et noeuds de calcaire nummulitique (l'Eocène moyen?).

L'épaisseur des deux brèches en question est très variable aussi bien dans la direction longitudinale qu'en allent de la zone de sédimentation proximale vers celle distale. Dans les terrains où les coupes sont entièrement découvertes on peut parler de l'épaisseur d'une centaine jusqu'à plusieurs centaines de mètres. Pourtant, il n'est pas exclu que par places cette épaisseur atteint mille mètres et davantage.

Sur la base des données biostratigraphiques disponibles, de la position et de l'extension des unes et des autres brèches, j'ai conclu que c'étaient en général des formations synchrones : d'âge paléocène-éocène, et que la diversité, laquelle est de caractère zonaire, dépend de la paléogéographie et de la position dans le bassin de sédimentation. Les différences sont en particulier grandes entre les brèches déposées dans la zone de sédimentation interne et celles déposées dans la zone de sédimentation externe.

Par rapport aux brèches sans fossiles dans le ciment cette conclusion n'a pas sa pleine affirmation paléontologique. Pour ces raisons il faut l'accepter avec une certaine réserve, relative, en premier lieu, à la question si les brèches avec et sans fossiles sont en totalité des équivalents temporaires.

La distribution et l'extension

Lorsqu'on parle de la position dans le bassin de sédimentation, il faut souligner que les brèches sans fossiles dans le ciment se couchent dans la zone interne par rapport aux brèches à fossiles dans le ciment. De cela pourrait être tirée la conclusion qu'elles avaient une position proximale par rapport aux cordillères d'où provenait le matériel, et les brèches à fossiles dans le ciment — une position distale.

Les brèches à fossiles dans le ciment reposent a) sur le Jurassique supérieur et b) sur le Crétacé supérieur ; avec cela ces dernières se trouvent dans la zone externe par rapport aux premières. Done, si nous observons seulement ces brèches, alors les brèches reposant sur le Jurassique supérieur auront la position proximale.





Fig. 8*a*. — Détail de la fig. 7. *Caprinula olisoponensis* Choff. Déterminé par D. Pejovic.

Fig. 8*b*. — Détail de la fig. 7. *Caprina* sp.



Fig. 9. — Route entre Risan et Morinje (localité 5). Brèches avec beaucoup de ciment qui renferme des Globorotalies du Paléocène supérieur - Eocène.

Au cours du soulèvement des cordillères, lesquelles donnaient le matériel pour ces brèches, intervenait, semble-t-il, un déplacement de l'axe de soulèvement. En liaison avec cela, la zone de sédimentation des brèches migrait également, c'est à dire ses parties proximale et distale, si bien qu'on a pu rencontrer le cas, en dépendance de la direction de migration de l'axe, que les brèches de la zone proximale sont superposées par-dessus des brèches (plus anciennes) de la zone distale et inversement (quoique le même phénomène puisse arriver d'une autre manière). Pour procéder, dans ce sens, à une reconstitution du cours de formation des brèches de la zone côtière adriatique et à la délimitation plus nette des bassins particuliers, il faudrait d'abord résoudre les rapports entre les unes et les autres brèches et exécuter des études de détails sur le plan régional plus large.

L'extension géographique des brèches montre qu'elles sont dans une étroite (causale) liaison avec les zones paléogéographiques déterminées, c'est à dire avec les bassins (a/ les bassins anciens, b/ les bassins individualisé ver la fin du Crétacé), dont quelques-uns restent encore toujours, semble-t-il, mal clarifiées. Ce sont des brèches de flancs [1], lesquelles ont limité du nord les bassins : le bassin de Kotor-Budva (de Cukali), le bassin de Neretva-Hvar (lequel ne représente, peut-être, que la partie orientale extrême du bassin submergé de Vis-Neretva considérablement plus marquant, qui est pour le moment le moins clarifié) et le bassin de la région de Split (au nord, les brèches de Velebit limitaient également un large bassin — cette région n'est pas étudiée).

Une plus petite partie de brèches paléogènes de Vjeternik, au nord de Titograd, parle en faveur que nos études futures devraient être dirigées vers l'étude de la liaison entre le bassin de Durmitor et celui de Kotor-Budva, c'est à dire de Cukali. En faveur de l'existence de cette liaison milite également les propriétés faciales des sédiments de la région de Kuči et du canyon de la Morača.

[1] Elles représentent une autre catégorie des brèches de flancs — du point de vue paléogéographique, une valeur d'un tout autre et supérieur ordre que les brèches dont a écrit J. Aubouin, 1966, p. 25.

BIBLIOGRAPHIE

Antonijevič R., Karovič J., Pavič A. i Palinkaševič S., 1966 - *Geološka karts SFRJ, list Kotor sa Budvom.* Fond stručnih dokumenata Sav. geol. zavoda. Beograd.

Aubouin J., 1959 - *Granuloclassement vertical (graded bedding) et figures de courant (current marks) dans les calcaires purs: les brèches de flanc des sillons géosinclinaux.* Boll. Soc. Geol. Fr., t. 7, n. 1, Paris.

Bukowski G., 1909 - *Geol. Geol. Detailkarte von Süddalmation 1:25000, Blatt Spizza.* Wien.

Bukowski G., 1912 - *Erläuterung zur geol. Detailkarte von Süddalmatien; Blatz Spizza.* Wien.

Komatina M., 1960 - *Tumač za osnovnu geološku kartu terena Kašteli-Omiš, 1: 25000.* Fond struč. dokum. Zavoda za geol. i geof. istraž. Beograd.

Komatina M., 1961-62 - *Tumač za osnovnu geološku kartu FNRJ - «Omiš» - 54, dopuna.* Fond struč. dok. Zavoda za geol. i geof. istr. Beograd.

Markovič B., 1966 - *Geološka karta SFRJ list Dubrovnik, 1:25000.* Fond struč. dokumenata Sav. geol. Zavoda. Beograd.

Pavič A., 1961 - *Geologija Stare Crne Gore. Titograd.* Fond stručnih, dokumenata Saveznog geološkog zavoda u Beogradu.

Pavič A., 1967 - *Geologija Stare Crne Gore.* Geološki glasnik Crne Gore, knj. V. Titograd.

Radoicič R., 1967 - *Stratigrafska pripadnost i rasprostranjenost nekih breča priobalne zone, čiji fragmenti sadrže donjokrednu faunu.* Fond struč. dokumenata Zavoda za geol. i geof. istraž. Beograd.

Rutgers Th., 1942 - *Geologija i paleontologija jugoistočnog Biokova.* Utrecht. Prevod B. Babiča, prof. - Fond str. dok. Sav. geol. zavoda.

Soest J., 1942 - *Geologija i paleontologija središnjeg Biokova / Dalmacija.* Utrecht. Prevod - Fond str. dok. Sav. geol. Zavoda.

Woorwijk G., 1938 - *Geologie und Paläeontologie der Umgebung von Omiš, Dalmatia* Diss., Utrecht.

Vukovič A., 1960-61 - *Tumač za geološku kartu terena Kotor-Mišiči.* Fond stručnih dokum. Zavoda za geol. i geof. istraživanja, Beograd.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 289-302, 4 figg., 1 tav.

La caverna del Cervaro (Lagonegro) ed i caratteri antropologici dei suoi abitanti

Nota del socio A. RODRIQUEZ (*)

(Tornata del 25 ottobre 1968)

Riassunto. — Il presente lavoro descrive la Caverna del Cervaro (Lagonegro) dal punto di vista morfologico e si espongono in esso i caratteri antropologici degli uomini che la frequentavano.

Ad una origine come grotta di interstrato, seguì una evoluzione graviclastica e chimioclastica, per cui la grotta si sviluppò per oltre una cinquantina di metri nei calcari cretacici del M. Cervaro, al contatto con un banco di dolomia.

Sono stati ritrovati numerosi frammenti di ceramica ed una accetta in serpentino, riferibili alla fine del neolitico o al principio dell'eneolitico.

È stato anche ritrovato un cranio umano, inglobato in materiale calcareo stratellato che, isolato, si è rivelato appartenere ad una donna di età compresa fra i 22 ed i 35 anni. Gli indici particolari hanno permesso di dedurre l'appartenenza ad un gruppo razziale non ancora differenziato, con caratteri sintetici di razza xantoderma, non ancora evoluta verso la razza mediterranea.

Summary. — This work describes Cervaro Cave, near Lagonegro, in respect of its morphology and are also explained the antropological characters of men who lived there. The Cave, originated as inter layer cavity, evolved by tumbling down and afterwards by chemiclastic activity, because of this it devolped for about fifty metres, in cretacious limestone of Mt. Cervaro, into contact with a dolomite reef.

Were discovered numerous fragments of potteries too, and a serpentine hatchet which may be ascribed to upper Neolithic or lower Eneolithic age. Was also discovered a cranium, coated by finely stratified calcareous materials which, isolated, showed itself to belong to a woman, 22-35 years old. The peculiar indices make us deem it belonging to a not yet differentiated race, with the synthetic characters of a xantous race, not yet evolved to mediterranean race.

(*) Ringrazio tutti i componenti del Gruppo Speleologico del C.A.I. di Napoli che hanno collaborato al rilevamento della grotta ed in particolare il dott. A. Piciocchi per la preparazione del materiale ceramico e litico. Ringrazio di cuore il dott. P. Scandone per avermi seguito, consigliato ed incoraggiato nel lavoro. Un grato pensiero al dott. V. Somma per la preziosa collaborazione nelle radiografie dentarie e nella determinazione dell'età.

Nel 1911 G. De Lorenzo richiamava l'attenzione degli studiosi su « ...una caverna con avanzi preistorici... » da lui scoperta « ..al confine fra la Provincia di Salerno e quella di Potenza, a mezza strada fra Casalbuono e Lagonegro, e propriamente ad un chilometro a nord del gruppo di casupole detto il Fortino, nella sponda destra dello Stretto Gauro, a circa quaranta metri sotto il livello della strada rotabile e ad una ventina sul fondo del canale, da cui si sviluppa poi il Vallone Secco... » e nella quale ritrovò « ossa umane, cocci, armi e segni di fuoco ». Egli, però, non fece alcun studio sul materiale ritrovato, conservandolo, però, e catalogandolo.

V. De Cicco, nel 1912, continuò gli scavi nella caverna indicata ed in altre vicine, comunicando il ritrovamento di copioso materiale, senza però illustrarlo.

I reperti di De Lorenzo, parte di quelli di De Cicco e parte di quelli successivi di G. Leo-Serra trovarono un'ampia esposizione nella memoria pubblicata da D'Erasmo nel 1926. In base allo studio della ceramica, degli avanzi scheletrici e degli oggetti litici egli potè concludere che la grotta del Cervaro rappresenta le industrie fittili neolitiche nella loro ultima fase, con strette affinità con quelle eneolitiche della vicina valle della Vibrata.

La grotta si apre nel calcare cretacico del M. Cervaro, sul versante occidentale, una ventina di metri al disopra di un grosso banco di dolomia, sviluppandosi per una cinquantina di metri quasi in direzione NW-SE. Gli strati del calcare inclinano, nei pressi dell'ingresso, mediamente verso NNW, e la cavità si inoltra in leggera salita, quasi seguendo il contatto fra il calcare e la dolomia.

Essa dovette originarsi come grotta di interstrato, e di tale origine sono conservati i caratteri nella sezione tipica, per poi svilupparsi essenzialmente per fenomeni graviclastici e subordinatamente chimioclastici. Successivamente, in uno stadio più maturo, divenne prevalente l'attività chimica di deposito, con riempimenti stalattitici, formazione di frange stalattitiche lungo il percorso delle fratture e di concrezioni stalagmitiche sui massi caduti ed in parte sul terreno di riempimento.

Il regime idrico doveva essere a carattere intermittente e per lunghi periodi la parte slargata presso l'ingresso e quella terminale dovevano essere allagate, come è dimostrato dai diversi segni lasciati dalle acque stagnanti e dai livelli delle concrezioni, nella parte mediana della grotta, che appaiono disposti a più altezze. D'altra parte una simile situazione non poteva avere carattere permanente, essendo la grotta stessa frequentata dagli uomini. Attualmente la cavità presenta limitate infiltrazioni

d'acqua; limitato è pure lo stillicidio, mentre solo nella parte centrale si notano piccole pozze d'acqua.

Le concrezioni calcaree della volta sono quasi sempre ben sviluppate nella zona mediana e per l'intero sviluppo della grotta, mentre lungo le pareti e nella parte laterale della volta sono presenti nella sola parte occidentale verso l'ingresso e nella sola parte orientale verso il fondo. Nella grotticella a sinistra dell'ingresso le concrezioni calcaree sono presenti nella volta solo verso sud, mentre mancano nella parte nord della volta e nella parete adiacente. Il piccolo diverticolo a destra dell'ingresso, invece, presenta sia le pareti che la volta del tutto libere da concrezioni, anzi, con ogni probabilità, la parete nord si è formata a seguito della caduta di un grosso blocco che ha isolato il piccolo vano dall'esterno.

Purtroppo i numerosi scavi eseguiti in epoche diverse hanno mirato a recuperare materiale paletnologico senza ricostruire la stratigrafia del giacimento, anzi distruggedo i limitati depositi esistenti e rendendo pertanto impossibile uno studio in tal senso.

* * *

Anche dopo le numerose campagne di scavo effettuate nel passato, la grotta ha recentemente fornito interessanti materiali attestanti la presenza umana nella grotta stessa. Sostanzialmente i reperti non si distaccano da quelli segnalati e studiati dai vari Autori che si sono interessati alla zona: si tratta di pochi avanzi di suppellettili di terracotta, di una accetta di pietra levigata e di un cranio umano incompleto.

La ceramica è rappresentata da pochi frammenti di vasi di fattura fine, con impasto omogeneo contenente rari detriti più grossolani. Di colore rossiccio all'esterno e grigio o nero all'interno per la cottura incompleta, la maggior parte di essi doveva far parte di vasi che, a vedere dalla curvatura dei frammenti, dovevano avere un diametro di una quarantina di centimetri. In pochi di essi si notano dei cordoni rialzati, larghi sei-otto millimetri ed elevati in due-tre millimetri, che presentano lungo il margine superiore degli incavi ricavati con un oggetto a taglio smussato; si notano pure i segni lasciati dalla stecca sulle superfici levigate.

Di particolare rilievo è un frammento di forma grossolanamente trapezoidale che faceva parte del bordo di una ciotola (fig. 1): esso presenta un grosso cordone in rilievo del tipo già descritto, in posizione obliqua rispetto al bordo stesso, mentre lungo il margine corre un cordone analogo, ma più stretto e meno rilevato. Un altro frammento, di forma

quasi triangolare ed anche esso parte del bordo di una ciotola, è di



Fig. 1. — Caverna del M. Cervaro. — *Ceramica.* Frammenti di ciotola con ornamentazione trasversale e parallela al bordo; frammento di vaso con manico formato da due orecchiette; accetta in serpentino. Le dimensioni dei frammenti sono leggermente ridotte; quelle dell'accetta, di poco ingrandite.

fattura più grossolana: in esso il cordone rilevato convergente verso il bordo è più piccolo dell'altro analogo, mentre quello che corre lungo

il margine stesso è appena accennato; del tutto identica è la ornamentazione.

Un altro frammento presenta due orecchiette affiancate di forma tondeggiante, leggermente volte verso l'alto a formare un robusto appiglio. Manca ogni ornamentazione, mentre pare che si possa distinguere uno strato di argilla più fine spalmato sulla superficie.

Tutto questo materiale è di tipo analogo a quello descritto da D'Erasmo e da lui datato alla fine del neolitico o alla parte iniziale dell'eneolitico.

L'accetta è in roccia serpentinosa, simile per forma a quelle precedentemente ritrovate, ma di dimensioni minori. La lunghezza è infatti di mm. 36, la larghezza massima di mm. 34 e la minima di mm. 13, lo spessore, al centro, è di mm. 8. I margini laterali ed il taglio sono perfettamente conservati e sono ancora visibili delle striature trasversali prodotte nel levigare le facce e nell'affilare il taglio. Anche la roccia da cui fu ricavata appare uguale a quella dell'accetta serpentinosa illustrata da D'Erasmo nella quale egli riconosce caratteri di affinità con quelle ritrovate da Colini nella valle della Vibrata, di età eneolitica.

Nella parte finale della grotta, infine, è stato ritrovato un cranio umano incompleto e non congiunto allo scheletro di cui faceva parte (figg. 2, 3, 4). Era visibile solo l'orlo della grossa rottura che interessa il parietale ed il temporale sinistro, parte del frontale e dell'occipitale (fig. 4); tutto il resto era coperto da incrostazioni calcaree, nella parte superficiale simile alla crosta stalagmitica presente nelle parti circostanti della grotta. Tali incrostazioni non corrispondevano affatto allo strato fertile ricordato da De Lorenzo e formate da « tufo calcareo giallastro » (De Lorenzo (1911) pag. 446 e D'Erasmo (1926) pag. 4) ma era formato da materiale duro, sottilmente stratificato, compatto, grigiastro, di calcare talora microcristallino, con straterelli di uno o due millimetri. In taluni punti erano inglobati noduli di argilla rossastra, allungati e tondeggianti. In qualche punto gli straterelli erano sostituiti da materiale più friabile, a grana fine, a sua volta inglobante piccolissimi frammenti ossei, forse unghie o denti di piccoli animali, messi in evidenza solo in sezione durante i lavori di isolamento del cranio e non isolabili essi stessi.

Gli straterelli di calcare erano disposti in direzione parallela a quella sagittale del cranio e, tenendo conto della posizione in cui fu trovato il cranio stesso — cioè poggiato sulla parte destra — rappresentavano i livelli successivi di deposizione del materiale calcareo di disfacimento, materiale che, provenendo dalla roccia incassante, doveva verosimil-

mente depositarsi al fondo di pozze d'acqua. La presenza delle granulazioni di argilla avvalora questa ipotesi.

È da pensare, perciò, che anche gli altri resti di crani ritrovati da De Cicco e ricordati da D'Erasmo « ...*tutti frammentari e tenacemente*



Fig. 2. — Caverna del M. Cervaro. Cranio in norma laterale.

inglobati nella dura crosta calcarea... » siano stati ritrovati in tali condizioni per le medesime ragioni.

L'isolamento del cranio è stato eseguito mediante l'uso di dischi diamantati, di molette di carbarundum e di dischi abrasivi del tipo usato in odontotecnica. L'uso alterno degli uni e degli altri, mediante successivi tagli ed abrasioni ha portato al completo isolamento del cranio, tranne che della parte più interna delle orbite, nella quale non si è

avuta la possibilità di far girare i dischi. Date le particolari condizioni di friabilità dell'osso a contatto con la crosta calcarea, non si è ritenuno opportuno liberare anche la parte interna delle ossa del neurocranio, nè svuotare le orbite, ricavando, perciò, la capacità del cranio mediante formule indirette e rinunciando alla misura della capacità dell'orbita.

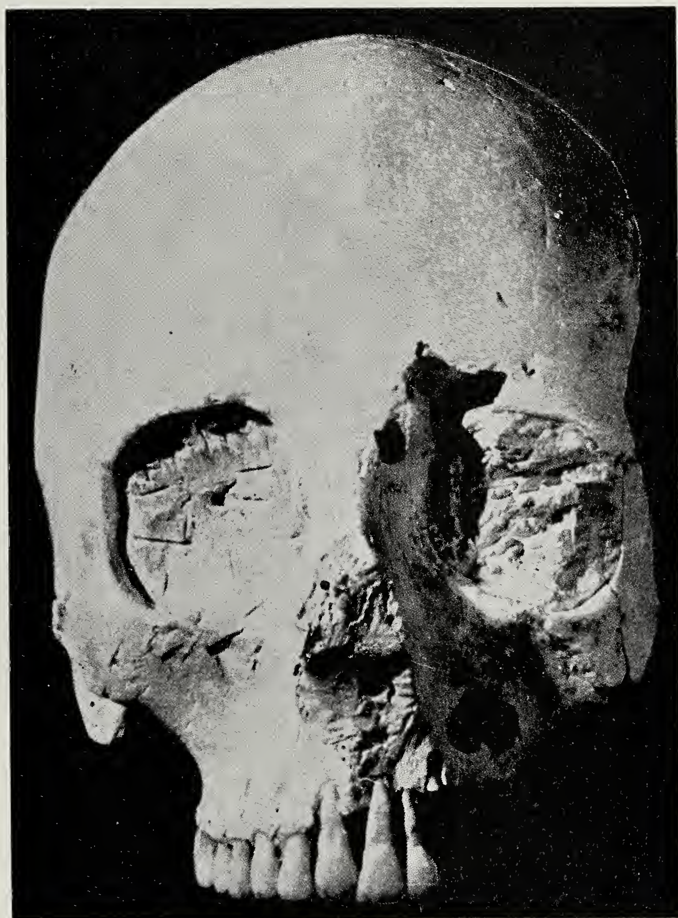


Fig. 3. — Caverna del M. Cervaro. Cranio in norma frontale.

Per la misura dei diametri si è seguito il criterio di Martin e Saller (1952); per la determinazione dei diametri di larghezza, invece, si è individuato il piano sagittale mediante fili tesi fra i punti craniometrici esposti, cioè il bregma, il basion e l'opistion; da tale piano sono

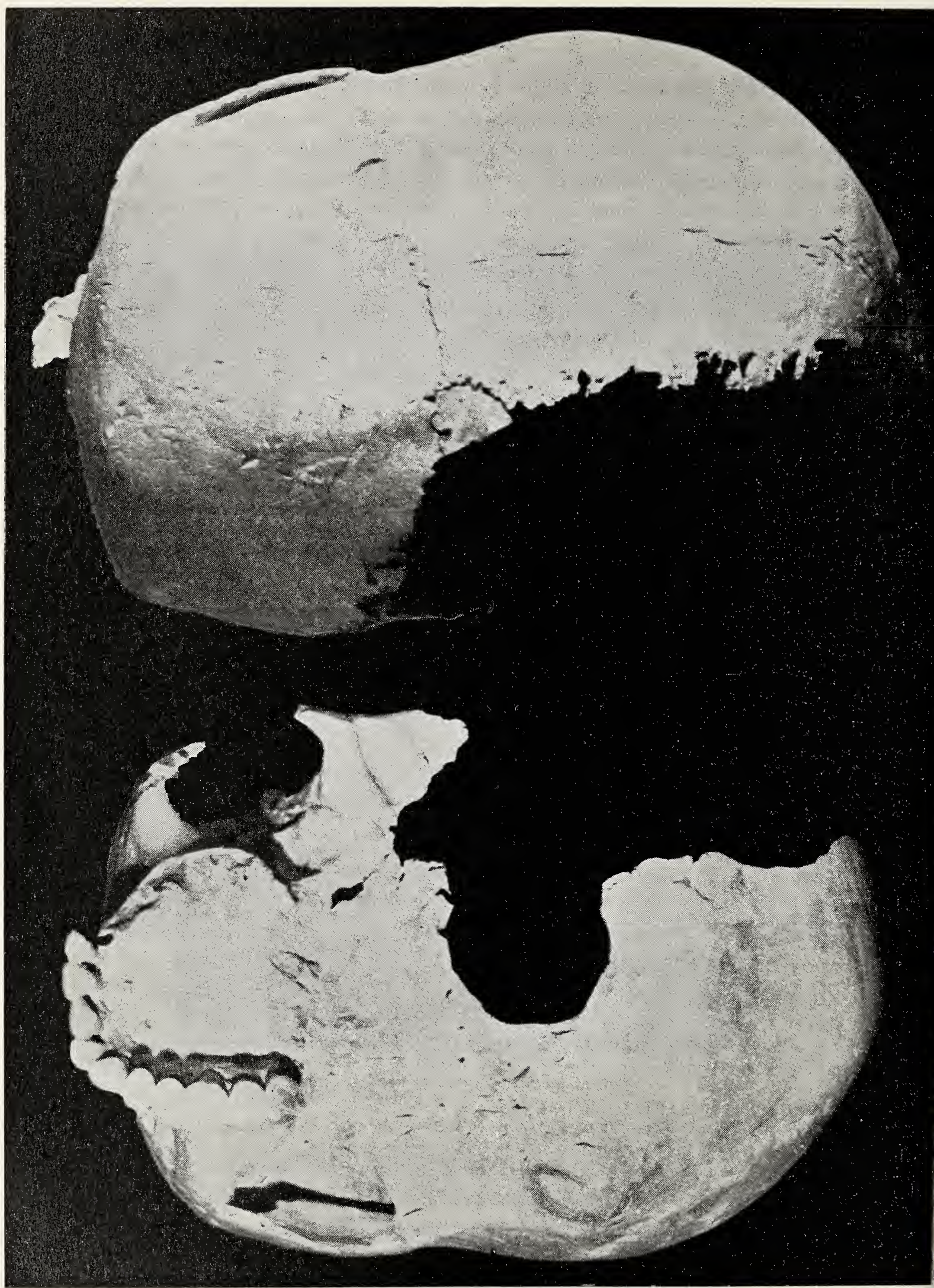


Fig. 4. — Caverna del M. Cervaro. Cranio in norma verticale e basilare.

state computate le misure nella parte esistente e quindi raddoppiate per ottenere le misure complete. Tali misure sono state ovviamente riportate come misure approssimate anche in considerazione della naturale asimmetria del cranio.

Per la misura degli angoli si è creduto opportuno determinare l'ampiezza su una radiografia in norma laterale in modo da riportare sullo stesso piano tutti i punti craniometrici e da considerare l'intersezione dei piani di riferimento col piano sagittale. In altre parole si è applicato al cranio il metodo di Lefrou sul vivente.

Si riportano qui di seguito le misure in millimetri eseguite secondo i metodi descritti innanzi.

NEUROCRANIO

Diametri di lunghezza

Diametro antero-posteriore massimo	171
» *glabella-inion*	167
» *nasion-inion*	164
» *glabella-lambda*	165
Lunghezza della base cranica	91
Lunghezza del foro occipitale	24

Diametri di larghezza

Diametro di larghezza massima	126 ∽
Larghezza frontale minima	91
Diametro biauricolare	112 ∽
» *bimastoideo*	76 ∽
Piccolo diametro trasverso del capo	68
Larghezza del foro occipitale	33

Diametri di altezza

Diametro basion-bregma	131
» *di altezza massima*	137
» *opistion-vertice*	140
Altezza auricolo-bregmatica	121
» *auricolare massima*	124

Indice cefalico	73,67	*dolicocranio*
» *di altezza*	76,60	*ipsicranio*
» *di altezza totale*	80,10	*ipsicranio*
» *di larghezza-altezza*	103,09	*acrocranio*
» *di altezza auricolo-verticale lungo*	70,76	*ipsicranio*
» *di altezza auricolo-verticale breve*	96,03	*acrocranio*
» *frontale trasversale*	72,30	
» *del foro occipitale*	137,50	*largo*

Capacità (*)	1306,72	*aristocranio*

SPLANCNOCRANIO

Diametri di lunghezza

Lunghezza della faccia	74
» *facciale laterale*	64

Diametri di larghezza

Larghezza facciale superiore	100
» *biorbitale*	93
» *naso-malare*	51
» *bizigomatica*	116 ∽

Diametri di altezza

Altezza della faccia superiore	65

Misure del mascellare e del palato

Lunghezza maxillo-alveolare	38 ∽
Lunghezza del palato	44

Misure dell'orbita

Larghezza interorbitale anteriore	23
Larghezza orbitale	39
Altezza orbitaria	35

Misure della regione del naso

Larghezza del naso	22
Lunghezza del naso	46
Altezza dell'apertura piriforme	30
Lunghezza dell'osso nasale	21

Indice facciale superiore	56,03	*leptico*
» *orbitale*	89,78	*ipsiconche*
» *orbito-facciale*	53,84	
» *naso-malare*	54,83	*platorbita*
» *nasale*	47,84	*mesorrino*

(*) $$C = \frac{\dfrac{\text{lung. max} \times \text{largh. max} \times \text{alt. basion-bregma}}{2}}{1{,}08} =$$

$$= \frac{\dfrac{171 \times 126 \times 131}{2}}{1{,}08} = 1306{,}72$$

ANGOLI

Angolo del profilo totale	84°	*mesognato*
» *del profilo nasale*	85°	*ortognato*
» *del profilo del dorso del naso*	68°	
» *del profilo alveolare*	75°	*prognato*
» *facciale massimo*	80°	
» *orizzontale di inclinazione dell'apertura dell'orbita*	14°	*donna*
» *del profilo laterale della faccia superiore*	136°	
» *di inclinazione del foro occipitale*	— 20°	
» *occipitale di Broca*	8°	
» *del clivus*	102°	
» *calotta-base*	26°	
» *della curva frontale*	60°	

Dalle misure riportate, il cranio risulta essere dolicocranio, in quanto l'indice cefalico è di 73,67; sia l'indice di altezza (76,60) che quello di altezza totale (80,10) nonchè l'indice di altezza auricolo-verticale lungo (70,76) fanno dedurre che si tratti di ipsicranio. Inoltre gli indici di larghezza-altezza a quello di altezza auricolare breve danno i caratteri di un acrocranio, cioè alto e stretto. Il foro occipitale, secondo l'indice particolare, risulta essere più largo che lungo.

Le misure dello splancnocranio hanno dato risultati particolarmente interessanti in quanto, secondo l'indice facciale superiore, si tratta di una faccia leptica, ossia stretta ed alta; l'indice orbitale ha permesso di dedurre che le orbite sono ipsiconche, cioè alte, caratteristica questa di razze gialle. Così pure l'indice nasale ha dimostrato che si trattava di un soggetto mesorrino, il che rientra nelle caratteristiche, com'è noto, delle razze gialle. L'indice naso-malare, poi, ha messo in evidenza una netta platorbitia, vale a dire orbite schiacciate.

Gli angoli misurati col metodo di Lefrou hanno fornito prova che il cranio in questione, come prognatismo totale, è mesognato; presenta, cioè, un mascellare poco sporgente; l'angolo del profilo nasale mostra ortognatismo, mentre il profilo alveolare è nettamente prognato.

L'angolo orizzontale di inclinazione dell'apertura dell'orbita risulta di 14°, caratteristica questa di un cranio femminile, tesi avvalorata anche dagli altri caratteri differenziali. La capacità, infatti, misurata con il metodo indiretto per la notevole mancanza di gran parte del lato sinistro, col coefficiente 1,08 per i crani femminili, fa rientrare il cranio in parola nella categoria degli aristocrani femminili. Eseguendo il calcolo

col coefficiente 1,14 per i crani maschili, si ottiene, invece, un risultato (1297,95) che si discosta nettamente dalla media. La curva sagittale nelle porzioni frontale, bregma-lambda e lambda-inion è regolare; la regione del vertice è appiattita; le inserzioni dei muscoli nucali sono poco pronunciate. Tutti questi caratteri, in definitiva, permettono di concludere che si tratti di un cranio femminile.

Per quanto riguarda l'età del soggetto, dall'esame dello stato di conservazione dei denti e dall'osservazione della camera pulpare dei denti



Fig. 5. — Radiografia degli incisivi, del canino, dei premolari e molari mostranti la presenza della camera pulpare ancora visibile per incompleta calcificazione della dentina.

stessi, rivelata in radiografia, si può dedurre quanto segue: la dentatura è completa e la presenza del terzo molare superiore determina, secondo la consuetudine, l'età minima di 22 anni; la calcificazione della dentina non è molto avanzata, per cui la camera pulpare si presenta ancora ben evidente all'esame radiografico (fig. 5); i molari presentano le cuspidi alquanto abrase, tali da far supporre un uso non troppo prolungato; l'incisivo centrale destro presenta una leggera malocclusione ed ambedue si presentano abrasi per la posizione labidontica, cioè gli incisivi superiori incontravano quelli inferiori lungo il margine tagliente (fig. 4). Tutto quanto precede fa supporre un'età massima approssimativa di 35 anni.

I risultati antropometrici ottenuti sono perfettamente d'accordo con quelli riportati da Biasutti (1955) per le popolazioni antiche dell'Asia ed in particolare con i dati ricavati da scheletri delle tombe di età eneolitica e dei crani delle grotte sepolcrali di tarda età neolitica, per i quali l'indice cefalico è compreso in quello dolicocefalo. Lo stesso Autore riferisce che i neolitici dell'Europa orientale ed i tipici rappresentanti neolitici ed eneolitici della Spagna, della Sardegna, della Slesia, della

Boemia e dell'Inghilterra si presentavano analogamente tutti dolicocefali, mesorrini, leptocefali.

Dal complesso delle osservazioni e delle considerazioni esposte si può concludere — in accordo con le affermazioni di D'Erasmo — che il soggetto in esame visse al principio dell'eneolitico, con caratteri sintetici di un ceppo razziale non ancora differenziato, dal quale poi dovevano originarsi gli elementi caratteristici delle varie popolazioni attuali.

BIBLIOGRAFIA

Ascenzi A., 1964 - *Microscopia ed osso preistorico.* Riv. di Antrop., **51**.

Biancofiore F., 1951 - *Nuova stazione neo-eneolitica in terra di Bari.* Riv. Sc. Preist., **6**.

Biasutti R., 1955 - *Razze e popoli della Terra.* U.T.E.T., Torino.

Buchner G., 1937 - *Nota preliminare sulle ricerche preistoriche nell'isola d'Ischia.* Bull. Paletn. It., n. s., **1**, (1936) Roma.

Colini G. A., 1907 - *Le scoperte archeologiche del Dott. C. Rosa nella Valle della Vibrata e la civiltà primitiva degli Abruzzi e delle Marche.* Bull. Paletn. It., **23**, Parma.

De Blasio A., 1891 - *Persistenza della forma cranica nella provincia d'Aquila dalla epoca neolitica ai tempi nostri.* Riv. It. Sc. Nat., **11**. fasc. 6, Siena.

D'Erasmo G., 1926 - *Avanzi eneolitici della Caverna del Cervaro presso Lagonegro.* Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., **17**, n. 6, Napoli.

De Lorenzo G., 1911 - *Caverna con avanzi preistorici presso Lagonegro in Basilicata.* Rend. Acc. Lincei, **20**, s. 5, fasc. 9, Roma..

Galli E., 1934 - *Scoperta di ripostiglio di accette enee dell'età del ferro.* Notizie di scavi di Antichità, Roma.

Galli E., 1942 - *Scoperta di tombe neolitiche a Fontenoce, nel territorio di Recanati.* Bull. Paletn. It., n. s., **5-6**, Roma.

Galli E., 1950 - *Nuove scoperte nella necropoli neolitica di Fontenoce, presso Recanati.* Bull. Paletn. It., n. s., **8**, Roma.

Martin R. e Saller K., 1952 - *Lehrbuch deu Anthropologie.* Fiscer.

Nicolucci U., 1882 - *Crania Pompeiana ovvero Descrizione de' crani umani rinvenuti fra le ruine dell'antica Pompei.* Atti R. Acc. Sc. Fis. e Mat., **9**, Napoli.

Olivieri L., 1963 - *Antropologia ed antropometria.* Idelson, Napoli.

Rellini U., 1904 - *Scoperta di due officine neolitiche dell'antica Marca.* Bull. Paletn. It., **30**, Roma.

Rellini U., 1910 - *Materiali neolitici ed eneolitici della Marca Alta.* Bull. Paletn. It., **35-36**, Roma.

Rellini U., 1912 - *Osservazioni e ricerche sull'etnografia preistorica delle Marche.* Atti Soc. Nat. e Mat. Modena, s. 4, vol. 14, **45**, (1912), Modena.

Rellini U., 1918 - *La Caverna di Latronico e il culto delle acque salutari nell'età del bronzo.* Mon. Ant. Acc. Lincei, **24**, Milano.

Rellini U., 1923 - *La Grotta delle Felci a Capri.* Mon. Ant. Acc. Lincei, **23**, Roma.

Rellini U., 1930a - *Nuove osservazioni sull'età eneolitica ed enea nel territorio di Matera.* Atti e Mem. Soc. Magna Grecia, (1929), Roma.

Rellini U., 1930b - *Accette neolitiche della provincia di Catanzaro.* Bull. Paletn. It., **50-51**, Roma.

Ridola D., 1926 - *Le grandi trincee preistoriche di Matera.* Bull. Paletn. It., **44-46**, (1924-26), Roma.

Sergi S., 1944 - *Craniometria e craniografia del primo Paleoantropo di Saccopastore.* Riv. di Antr., **31**, Roma.

Taramelli A., 1903 - *Stazione neolitica Rumiano a Vayes in Val di Susa.* Bull. Paletn. It., s. 3, **9**, n. 1-3, Roma.

TAVOLA I.

Planimetria e sezioni della Caverna del M. Cervaro (Lagonegro).

Boll. S

A -







N
A
A'
B
B'
C
C'
D
D'
E
E'
F
F'
G
G'
H'
m. 665
L'equidistanza e' di 1 metro
0
2
4 m.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 303-325, 11 figg., 1 tab.

Osservazioni geomorfologiche nel tratto di costa compreso tra le foci dei fiumi Noce-Castrocucco e Lao (Cosenza) (*)

Nota dei soci LUDOVICO BRANCACCIO e ANTONIO VALLARIO (**)

(Tornata del 29 novembre 1968)

Riassunto. — Con l'esame morfologico del tratto di costa tirrenica compresa tra le foci del F. Castrocucco-Noce e del F. Lao, si sono riconosciuti tre ordini di terrazzi disposti a 100 m, a 35 m e a 8 m sul livello del mare. In corrispondenza di quest'ultimo terrazzo affiorano sedimenti detritici riccamente fossiliferi con grossi cespi di *Clacodora coespitosa,* inoltre sono state rinvenute forme di abrasione marina a 2 m dal livello del mare. Si precisa che il terrazzo dei 50 m interpretato da precedenti Autori come Milazziano rappresenta la superficie di un *glacis* detritico di età würmiana. È stata individuata la successione stratigrafica a partire dall'interglaciale Riss-Würm; sui depositi della trasgressione tirreniana di 8 m, infatti, giacciono lembi di sabbie grigie con laminazione incrociata, residui dello smantellamento di dune costiere da ostacolo di età würmiana, oltre a brecce ad elementi scarsamente arrotondati, dolomitici, immersi caoticamente in una abbondante matrice di colore rosso, sabbiosa. Le brecce vengono interpretate come depositi di soliflusso ed ascritte al Würmiano 3°.

Sulle brecce a matrice rossa giace una conoide stratificata, costituita da una breccia a spigoli vivi e con scarsissima matrice. Tale breccia di origine criolastica viene attribuita anch'essa al Würmiano 3°. I due ultimi membri sono interessati dalla fase di erosione lineare catawürmiana. Il Versiliano è rappresentato dai depositi continentali formanti le pianure costiere.

Abstract. — The morphology of the tyrrhenian coast, between Castrocucco-Noce and Lao River mouths, is surveyed.

Three marine terrace orders have been detected: 100, 35 and 8 m. on the m.s.l.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

(**) BRANCACCIO si è interessato delle formazioni continentali, VALLARIO delle formazioni marine e dei terrazzi; le considerazioni conclusive sono state tratte da entrambi.

The supposed Milazzian 50 m. terrace is interpreted here as the retreat surface of a Würmian detrital piedmont slop.

The lowest terrace is overlain by bioclastic sediments, with corals (*Cladocora coespitosa*).

The Riss-Würm interglacial sequence, overlyng the Tyrrhenian transgressive sediments (8 m terrace), is then described. It consists upwards in (a) gray, crossbedded sands, (b) poor rounded dolomitic solifluction breccias with reddish sandy matrix, and (c) cryoclastic, stratified breccia fan.

The last two terms, whose age is Würm 3°, are eroded in very late Würm times. The alluvial sediments of the coastal plains as well as other marine erosional features are considered of Versilian age.

1. Premessa.

Nel presente lavoro prendiamo in esame la morfologia costiera e i depositi quaternari del tratto di costa compreso tra le foci del F. Castrocucco-Noce, a nord, e del F. Lao, a sud (fig. 1).

Tale area rientra nella porzione sud-occidentale dell'Appennino Calabro-Lucano (1).

Questa porzione di costa calabrese è già stata studiata da De Fiore O. (1937), che si occupò prevalentemente della stratigrafia dei depositi rinvenuti nelle grotte costiere, con particolare riguardo ai depositi della Torre Talao, prospiciente l'abitato di Scalea. Egli riconobbe anche quattro serie di terrazzi disposti rispettivamente a 100, 50, 10 e 3 metri, rispetto all'attuale livello del mare.

Pata O. (1956) si interessò esclusivamente del terrazzo dei 100 m che attribuì al Siciliano, in base ad una fauna rinvenuta in un lembo sabbioso sul terrazzo di Scalea.

Nel 1953 Blanc A. C. e Segre A. G. esaminando un tratto di costa del Cilento poterono datare sulla base di reperti paletnologici, le dune costiere rossastre affioranti nella zona, che attribuirono al Würmiano, e precisamente all'epi-Würm 2°.

In questo studio, alla luce delle più recenti osservazioni di Blanc A. C. e Segre A. G., si ricostruiscono gli eventi morfogenetici che hanno determinato l'attuale fisionomia della costa. Esso rappresenta un primo contributo agli studi sulla morfologia costiera della costa calabra del Tirreno e rientra nelle ricerche che l'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli compie con i contributi del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

---

(1) L'area studiata è compresa nelle tavolette: Praia a Mare (220-I-SO) e Scalea (220-II-NO) dell'I.G.M.

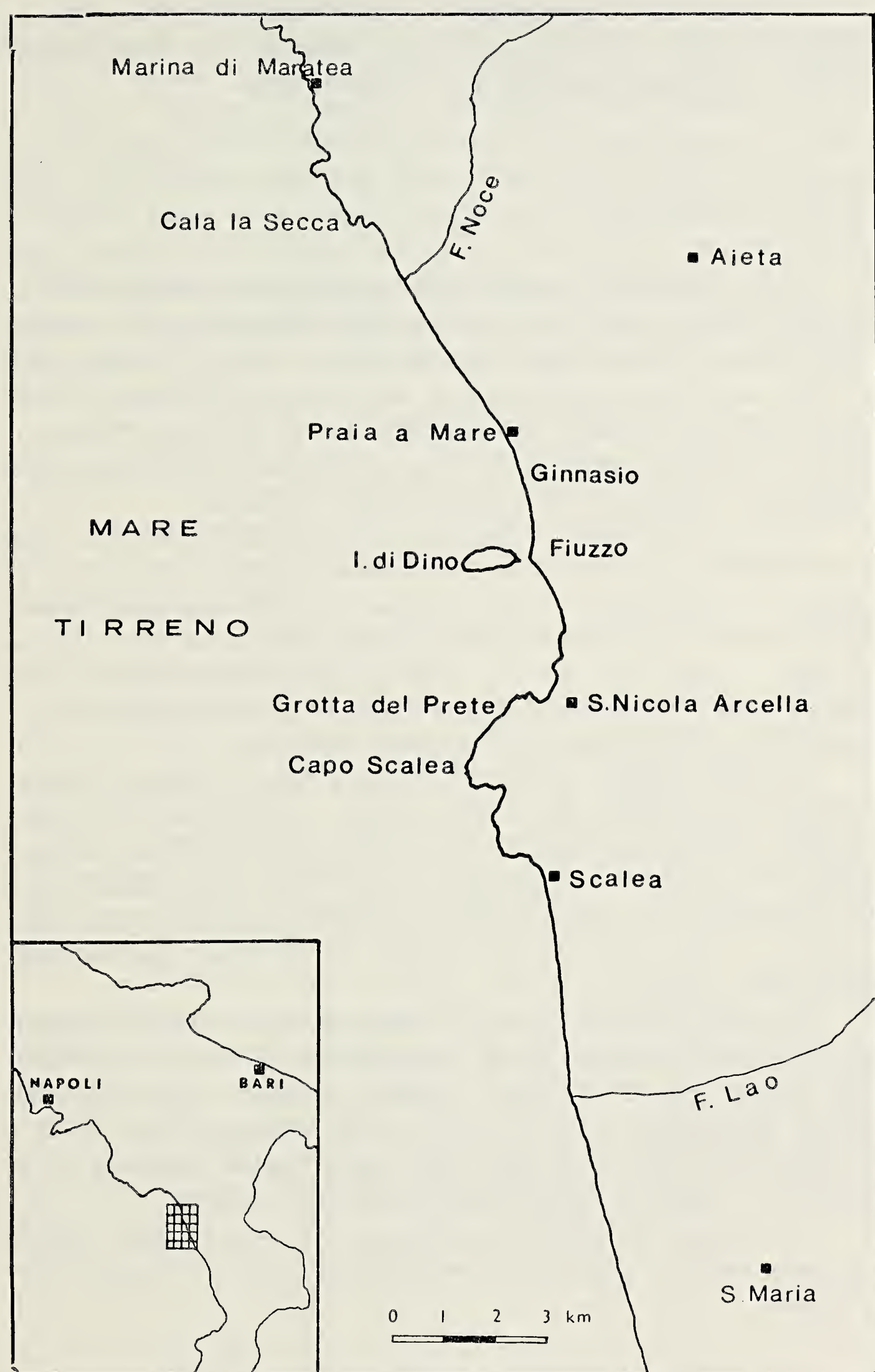


Fig. 1. — Ubicazione dell'area studiata.

Porgiamo un ringraziamento al Prof. Francesco Scarsella per averci consentito di intraprendere tali ricerche e al Prof. Antonio Lazzari che segue costantemente il nostro lavoro.

2. Cenni geologici.

L'area esaminata, compresa nella porzione sud-occidentale dell'Appennino Calabro-Lucano, fa parte del dominio paleogeografico a sud della linea tettonica Pollino-Ciagola individuata da C. e M. J. Grandjacquet (1962); tale dominio paleogeografico, caratterizzato dalla *facies con selce*, viene distinto dal dominio paleogeografico a nord della linea Pollino-Ciagola in cui si rinvengono le facies calcareo-dolomitiche di piattaforma dello Appennino meridionale, denominate *facies a Rudiste.*

La *facies con selce* è costituita, dal basso verso l'alto, da: scisti epimetamorfici con intercalazioni di calcari e dolomie bianche su cui poggia un livello gessoso o conglomeratico di età permo-carnica; dolomie grigio scuro di età triassico-liassica; calcari nerastri con liste e noduli di selce cui segue una breccia a selce di età paleocene-eocenica; sulla breccia a selce trasgredisce una serie flyscioide ypreso-luteziana cui segue una ulteriore trasgressione dell'Oligocene superiore.

La zona compresa tra Maratea, Praia a Mare, S. Nicola Arcella e Papasidero costituisce una unità tettonica, individuata dai predetti Autori, e denominata *Unità di Praia a Mare.* Tale unità tettonica rappresenta una *scaglia tardiva* messa in posto nella fase tettonica ponto-plio-quaternaria. Il sovrascorrimento sarebbe avvenuto sia sul paleo-autoctono cretacico della *facies a Rudiste* che sui terreni triassico-liassici della *facies con selce.*

Nell'unità tettonica di Praia a Mare gli Autori citati distinguono un complesso dolomitico, basale, comprensivo dal Trias al Giurassico, con eteropie laterali di calcari cristallini e calcari con selce; questi ultimi costituiscono, a loro volta, una serie comprensiva dal Trias al Cretacico. Sui calcari con selce trasgredisce, tramite una breccia poligenica, un complesso calcareo-marnoso-arenaceo terziario.

Il substrato dei sedimenti quaternari, che rappresentano l'oggetto di questo studio, è costituito da terreni triassici, per la massima parte, e terziari.

Del Trias affiorano termini norico-retici rappresentati, dal basso verso l'alto, da: dolomie grige in strati di 20-30 cm, con rare intercalazioni di marne gialle, cui seguono dolomie grigio scuro e nerastre in strati di 40-60 cm e banchi di 100-150 cm, con alternanze di calcari dolomitici e brecce intraformazionali e con intercalazioni di marne gialle, più frequenti nella parte bassa. Nella parte alta della successione le dolomie grigio scuro vengono sostituite da dolomie grige e, inoltre, sono frequenti livelli calcareo-dolomitici e di brecce intraformazionali.

Nelle dolomie grigio scuro si rinvengono: megalodontidi, *Worthenia solitaria* (Ben.), *Gervilleia exilis* (Stopp.), gasteropodi, brachiopodi, coralli, spicole di spugne e alghe tra cui *Griphoporella* sp., *Gyroporella* sp. e *Physioporella* sp.

I terreni terziari sono rappresentati da calcareniti e brecciole calcaree con alternanze di marne e marne argillose variamente colorate dal giallo, al verdognolo, al rosso. Si rinvengono: nummuliti, discocicline, alveoline, operculine, nella parte bassa, e lepidocicline e miogipsine nella parte alta (Grandjacquet C. e M. J., 1962; Vallario A. e dè Medici G. B., 1967).

Queste due successioni, nell'area in esame, sono messe a contatto fra loro per mezzo di faglie dirette.

I termini più antichi della successione triassica descritta affiorano immediatamente a nord dell'abitato di Scalea e si seguono per tutto il promontorio di Capo Scalea fino al Porto di S. Nicola Arcella. Di qui fino all'altezza di Praia a Mare affiorano le dolomie grigio scuro e nerastre in cui sono ben visibili le intercalazioni di marne gialle in corrispondenza della stazione di Arcomagno. Gli strati sono diretti mediamente NE-SO ed immergono verso NO con una inclinazione variabile tra 15° e 25°-35°.

A nord della foce del F. Noce, tra Cala la Secca e Marina di Maratea, affiorano le dolomie grige con rari megalodontidi e con frequenti livelli di brecce intraformazionali che rappresentano la porzione sommitale della successione triassica descritta, Gli strati sono diretti mediamente N-S ed immergono verso ovest, con inclinazione di 10°-15°.

I terreni terziari affiorano nella porzione occidentale dell'Isola di Dino ed ai margini del rilievo immediatamente a NE dell'abitato di Praia a Mare.

3. Morfologia costiera.

3. 1. *Il terrazzo di 140 metri.*

Tra l'abitato di Praia a Mare e quello di Scalea compare una superficie terrazzata da 100 a 140 metri s.l.m. (fig. 2); presso Scalea essa è stata già messa in evidenza da Pata O. (1956), che vi ha anzi rinvenuto un deposito arenitico, giallo, contenente una ricca malaco-

TABELLA

Morfometria dei terrazzi siciliani

	Alt. max. in m.	Alt. min. in m.	Pendenza in %
Terrazzo di Scalea (1)	140	87	5.0
Terrazzo dell'Isola di Dino (2)	99	82	4,0
Terrazzo del Castello (3)	130	100	6,8
Terrazzo promontorio Capo Scalea (4)	150	90	2,7
Terrazzo S. Nicola Arcella (5)	140	120	5,0

(1) Il terrazzo di Scalea, individuato da Pata (1937).

(2) Il terrazzo dell'Isola di Dino che rappresenta la prosecuzione verso mare, del terrazzo del Castello.

(3) Terrazzo del Castello che si estende dal Castello di Fiuzzo fino a S. Nicola Arcella.

(4) Terrazzo del promontorio di Capo Scalea (Pata, 1937) esteso da S. Nicola Arcella a Scalea.

(5) Terrazzo di S. Nicola Arcella, posto immediatamente a nord dell'abitato di S. Nicola Arcella.

fauna marina. La presenza di *Pecten maximus* e di altri pettinidi ha fatto attribuire il deposito al Siciliano; la estensione del terrazzo, di abrasione marina, è peraltro assai maggiore di quella segnalata da Pata, specialmente verso nord. È stato possibile eseguire, sulle sezioni al 10.000 dell'I. G. M., una indagine morfometrica, che ha permesso di confrontare la pendenza della superficie di abrasione siciliana, segnalata da Pata, con quella del terrazzo di Praia a Mare e dell'Isola di Dino,



Fig. 2. — Praia a Mare, Isola di Dino. Sulla destra è visibile il terrazzo di abrasione marina del Siciliano, e sulla sinistra la sua prosecuzione sull'Isola di Dino. Tra l'Isola di Dino e la Torre della Scogliera di Fiuzzo è in formazione un tombolo, parzialmente affiorante.

nonchè di S. Nicola Arcella. Come si vede, i valori della pendenza, espressi in percento, non differiscono fra loro notevolmente; anche le altezze sul livello del mare collimano perfettamente, se si tien conto del fatto che la superficie terrazzata dell'Isola di Dino deve considerarsi la prosecuzione del terrazzo del Castello, con cui essa era collegata. Tuttora un sottile istmo disseminato di scogli, su cui va impostandosi un tombolo sabbioso, unisce l'isola alla terraferma. È verosimile che la demolizione del collegamento sia avvenuta durante la trasgressione tirreniana: in tal modo si spiega anche la limitata estensione areale del terrazzo Siciliano.

Secondo Pata il terrazzo si rinviene a circa 100 metri sul livello del mare; in effetti questo valore si riferisce soltanto al margine inferiore della superficie di abrasione. Il battente del mare siciliano doveva trovarsi intorno ai 140 metri. Tale quota rappresenta anche l'altezza massima alla quale si rinvengono i terrazzi; non è stato possibile tuttavia trovare tracce sicure della linea di spiaggia siciliana. Questo fatto è del resto perfettamente comprensibile se si pensa che le dolomie triassiche, con la loro caratteristica di rocce eminentemente gelive a causa della intensa fratturazione, sono state sottoposte durante la glaciazione würmiana ad una intensa degradazione meteorica che ha in gran parte cancellato le tracce della battigia siciliana. Altri fenomeni di erosione, questa volta lineare, hanno inoltre dissezionato i terrazzi, come è chiaramente visibile in località Profondiero; una serie di considerazioni, fondate principalmente sui rapporti di giacitura tra le spiagge tirreniane ed i solchi di erosione, fanno ritenere questi ultimi di età rissiana. La notevole profondità delle incisioni e l'assetto sub-verticale dei versanti è indubbiamente da riconnettere a fasi tettoniche recenti che hanno portato la linea di riva siciliana a 140 metri s.l.m., valore questo non certo consueto per il Siciliano, disposto di solito intorno ai 60 metri di altezza. Del resto la notevole instabilità della costa calabrese è dimostrata dal fatto che a Ravagnese, come fu messo in evidenza da Gignoux (1910), la spiaggia a strombi dell'inter Riss-Würm si rinviene addirittura a 100 metri di altezza.

L'assenza del Calabriano terrazzato è poi da mettere in relazione, oltrechè con l'erosione subaerea post-siciliana, anche con l'arretramento della falesia siciliana, a discapito della morfologia preesistente.

3. 2. *Il terrazzo di 35 metri.*

Una estensione molto più limitata presenta il terrazzo di 35 metri; esso è presente nel promontorio di Scalea, pochi metri a valle della strada ferrata, ed inoltre al chilometro 250,500 della S.S. 18. Nella prima località sul terrazzo di 35 metri affiora un lembo ridottissimo di puddinghe marine con matrice calcarea bianca, che molto verosimilmente rappresenta il conglomerato della trasgressione tirreniana; è da notare che poco più a valle, nella stessa sezione di Capo Scalea, è presente anche il terrazzo di 8 metri, con relativi depositi: viene così ulteriormente confermata l'esistenza di molteplici livelli tirreniani.

L'altro terrazzo di 35 metri, che domina la piana di Mantiniera, ha una estensione di poche decine di metri quadrati; esso risulta limitato, verso il mare, da una erta falesia fossile di età versiliana, che presenta al piede la pianura alluvionale di Mantiniera. Verso monte poi il terrazzo sparisce sotto la coltre dei depositi detritici würmiani di gelifrazione, che verranno in seguito descritti: non è improbabile che, al di sotto dei suddetti accumuli, le forme di abrasione marina, relative al livello dei 35 metri, abbiano una estensione ben maggiore di quella che appare in superficie.

Il terrazzo di 35 metri risulta inoltre eroso da incisioni torrentizie.

3. 3. *Il terrazzo di 8 metri e le relative formazioni marine.*

Le forme terrazzate più diffuse lungo la costa tra le foci del Castrocucco e del Lao sono quelle relative al Tirreniano di 8 metri; quasi sempre, inoltre, esse sono accompagnate da sedimenti marini talvolta anche riccamente fossiliferi. Nella ricostruzione dei più recenti avvenimenti geomorfogenetici il terrazzo ed i sedimenti di 8 metri hanno funzione di livello guida.

Gli affioramenti sono in pratica estesissimi; il livello di 8 metri è perfettamente individuabile lungo la costa tra l'abitato di Scalea ed il Porto di S. Nicola (fig. 3); è presente presso la Grotta del Prete e presso la Grotta di Arcomagno, nonchè lungo la S.S. 18 tutt'intorno al promontorio sul quale sorge l'edificio del Ginnasio a Praia a Mare. Gli affioramenti di Capo Scalea furono già individuati dal De Fiore.

I depositi del Tirreniano di 8 metri sono litologicamente definibili come una calcarenite giallastra, scarsamente cementata, che però è so-



Fig. 3. — Promontorio di Capo Scalea. Le calcareniti del terrazzo di 8 metri, poggianti sulle dolomie grigio scuro triassiche.



Fig. 4. — Grotta del Prete. Particolare della scogliera a *Cladocora coespitosa*.

stituita, a maggior distanza dal mare, da un conglomerato ad elementi arrotondati. La formazione è di solito molto fossilifera, sono presenti: pettinidi, ostereidi, arcidi, spondilidi, naticidi, carditi nonchè litotamni. Inoltre nei depositi della Grotta di Arcomagno, della Grotta del Prete, di Fiuzzo e del Ginnasio di Praia abbondano cespi di *Cladocora*



Fig. 5. — Promontorio di Capo Scalea. Le calcareniti tirreniane poggianti sulle dolomie grigio scuro triassiche; notare l'abbondanza di fori di litodomi disposti ad 8 m sull'attuale livello del mare.

coespitosa perfettamente conservati (fig. 4), che invece mancano negli altri affioramenti in cui i sedimenti presentano una distribuzione granulometrica di tipo arenitico. In qualche caso, infine, le tracce della trasgressione tirreniana si riducono ad una banda di fori di organismi litofagi che si estende fino ad 8 metri sull'attuale livello del mare (fig. 5).

L'importanza della spiaggia di 8 metri come livello di comparazione con i fenomeni di erosione e di deposito avvenuti tra l'ultimo interglaciale ed oggi, è particolarmente evidente in alcune sezioni naturali, che vengono descritte qui di seguito.

La prima di queste sezioni affiora in un taglio stradale lungo la

S.S. 18, al chilometro 250, e precisamente sull'imbocco sud della galleria ferroviaria del Fortino, presso Praia a Mare (fig. 6). Qui, all'altezza del *thalweg* di una paleoincisione affiora la spiaggia di 8 metri, rappresentata da puddinghe marine a cemento giallo, con numerosi cespi di *Cladocora*; con la trasgressione tirreniana, marcata dal conglomerato, si è avuta evidentemente l'apparizione di forme costiere di sommersione, dovute alla penetrazione del mare in tutta una serie di incisioni subaeree.



Fig. 6. — Ginnasio di Praia a Mare, sulla strada statale n° 18 al km 249,7 circa. Paleoincisione nelle dolomie triassiche colmata, prima, dal tirreniano a *Cladocora* e, successivamente, dalle brecce a matrice rossa. Sulla superficie poggia, inoltre, la base della conoide detritica stratificata del Würm 3°.

Sopra la spiaggia di 8 metri, che peraltro risulta in parte erosa, compare una breccia a spigoli vivi, a cemento rosso, che verso il basso, a causa di una maggiore cementazione, ha tutto l'aspetto delle « breccia mortadella » (Demangeot J., 1965): lateralmente, laddove l'erosione ha asportato la puddinga sottostante a *Cladocora*, la breccia poggia sulla dolomia triassica, che appare perforata dai litodomi, i cui gusci sono addirittura conservati nei fori (fig. 7). Chiude la serie, infine, un accumulo detritico di gelifrazione, che verrà in seguito descritto ed interpretato. Come si

vede, la spiaggia di 8 metri permette di attribuire al pre-tirreniano (e presumibilmente al Riss) una fase di erosione lineare che ha portato alla formazione di tutta una serie di incisioni torrentizie in cui è successivamente penetrato il mare tirreniano; inoltre, in base all'assenza di terra rossa nella matrice delle puddinghe tirreniane, è possibile giungere alla conclusione che la messa in posto delle terre rosse è post-tirreniana.



Fig. 7. — Particolare della figura precedente. Sono evidenti in prossimità del contatto tra i depositi tirreniani a *Cladocora* e le dolomie triassiche, i fori di litodomi.

La seconda sezione significativa è quella della Grotta del Prete (fig. 8). In questa località ad un terrazzo di abrasione marina disposto ad 8 metri si sovrappongono le solite puddinghe marine a *Cladocora*, ricchissime di gusci di molluschi, difficilmente determinabili a causa delle pessime condizioni di conservazione; seguono, questa volta, e per un limitatissimo spessore, delle sabbie calcaree parzialmente cementate, con evidente laminazione incrociata; al di sopra infine compaiono le brecce continentali a cemento rosso.

La terza sezione è quella che compare sul margine settentrionale della spiaggia di Scalea (fig. 9); su una estesissima superficie terrazzata



Fig. 8. — Grotta del Prete. Sul terrazzo di abrasione marina di 8 m poggiano le puddinghe a *Cladocora* tirreniane, la duna grigia e gli accumuli di soliflusso a matrice rossa.



Fig. 9. — Margine settentrionale della spiaggia di Scalea. Superficie terrazzata fossile del livello di abrasione marina di 8 m, ricoperta dagli accumuli di soliflusso würmiani a matrice rossa.

fossile, si sovrappongono le sabbie rosse, cui viene posto in tal modo un limite inferiore, che è appunto rappresentato dal tirreniano di 8 metri. Come verrà in seguito chiarito, la giacitura delle sabbie rosse di Scalea è in perfetta armonia con le osservazioni eseguite da altri Autori in località diverse.

È infine necessario ricordare che in qualche caso, come nel tratto di costa tra Scalea ed il Porto di S. Nicola, le calcareniti risultano interessate da fenomeni di abrasione marina (marmitte costiere, *lapiéz* costieri), attribuibili alla trasgressione versiliana di 2 metri.



Fig. 10. — Grotta del Prete. Particolare della duna grigia poggiante sulla puddinga tirreniana a *Cladocora*.

3. 4. *La duna costiera grigia.*

Nella sezione naturale della Grotta del Prete, precedentemente descritta compaiono, per lo spessore di qualche decimetro appena, delle sabbie grige con laminazione incrociata (fig. 10). Si tratta di un affioramento di estensione estremamente ridotta, ma d'altra parte molto significativo. Le caratteristiche litologiche (roccia arenitica unimodale) e sedimentologiche (laminazione incrociata in grande scala) fanno senza

altro pensare ad un deposito di origine eolica, e precisamente ad una duna costiera da ostacolo che, in conformità alla sua giacitura (le sabbie sovrastano le puddinghe a *Cladocora* del Tirreniano di 8 metri), deve essere attribuita al Würm. È necessario precisare che dune costiere dello stesso tipo e della stessa età sono state segnalate nella costa del Cilento tra S. Marco di Castellabate e Palinuro da Blanc A. C. e Segre A. G. (1953) ed in seguito parzialmente riesaminate da Lirer L., Pescatore T. e Scandone P. (1967); la presenza di questo nuovo, anche se limitatissimo affioramento, conferma che le condizioni in cui si sono trovate le coste tirreniche italiane durante la regressione würmiana sono state approssimativamente le stesse, caratterizzate cioè dalla presenza di una più o meno vasta pianura costiera, con riva sabbiosa, da cui i venti hanno prelevato le sabbie addossandole ai primi rilievi montuosi. Anche nel Cilento le dune grige (Blanc A. C. e Segre A. G., 1953; Lirer L., Pescatore T. e Scandone P., 1967) giacciono direttamente sulla spiaggia marina di 8 metri, rappresentata da puddinghe o da sabbie marine.

3. 5. *Le sabbie rosse e le brecce a matrice rossa.*

Alla Grotta del Prete, al di sopra della scogliera a *Clacodora*, e sopra la duna costiera grigia, giace una formazione detritica caratterizzata da clasti scarsamente o per nulla arrotondati, di natura dolomitica e calcarea, immersi in una abbondantissima matrice di colore rossastro, di solito sabbiosa, ma qualche volta anche argillosa (fig. 11). Anche in questo caso la giacitura parla a favore dell'età würmiana dei sedimenti, che è confermata, come per la duna grigia, dalla analoga posizione che è stata segnalata nel Cilento (a S. Marco di Castellabate e Palinuro: Blanc A. C. e Segre A. G., 1953), dove la duna rossa, in base alla presenza di abbondante industria mousteriana, è stata attribuita all'epi-würm 2°.

Nella zona da noi studiata, tuttavia, non è stato possibile rinvenire nessun affioramento primario delle dune rosse; le sabbie infatti risultano costantemente mescolate a pietrame calcareo e dolomitico (talvolta costituiscono un cemento estremamente duro), dato quest'ultimo che indica inequivocabilmente la loro giacitura secondaria. In tutti gli affioramenti (ad esempio in quello della spiaggia di Scalea ed in quello della Grotta del Prete) i depositi presentano tutte le caratteristiche delle forme di accumulo da soliflusso: la matrice sabbiosa e terrosa, di colore rosso, prevale largamente sui clasti, i quali peraltro risultano disposti senza

alcun ordine nella massa. Con ogni probabilità la messa in posto delle brecce rosse è avvenuta mediante una serie di successive colate fangose lungo i versanti dolomitici, colate che hanno di volta in volta interessati i materiali provenienti dal disfacimento crioclastico delle rocce sovrastanti. È evidente che questi meccanismi presuppongono l'esistenza di particolari condizioni climatiche, che sono, con ogni probabilità, quelle



Fig. 11. — Particolare della sezione naturale di Grotta del Prete. In alto a destra sono visibili gli accumuli di soliflusso a matrice rossa, poggianti sulla duna grigia.

instauratesi alle nostre latitudini durante la terza pulsazione stadiale del Würm, caratterizzata da un clima freddo ed umido. Altre considerazioni fanno attribuire, con certezza, la formazione al Würm 3°, e cioè: a) a Palinuro, come è stato precedentemente accennato, le dune rosse in posto, sono state attribuite alla parte superiore del Würm 2°, e quindi i depositi di soliflusso che hanno portato allo smantellamento delle dune stesse devono ritenersi successivi, vale a dire del Würm 3°; b) come già segnalato da uno di noi in un precedente lavoro (Brancaccio L., 1968), lungo le coste della Penisola Sorrentina, (e verosimilmente anche

lungo le coste del Cilento e della Calabria) i fenomeni di disfacimento crioclastico cominciano ad assumere una qualche importanza geomorfogenetica soltanto nel Würm 3°: ora, nei soliflussi di Scalea e di Grotta del Prete sono presenti i detriti di gelifrazione caratteristici del Würm 3°, per cui tutta la formazione deve essere attribuita all'ultima fase stadiale della glaciazione würmiana; c) in seno ai depositi rossi compare un livello piroclastico, a chimismo trachitico, attribuito da Lirer L., Pescatore T. e Scandone P. (1967) al Würm finale.

Pur avendo determinato il momento geologico in cui si sono formate le brecce rosse, con i dati a disposizione non è possibile formulare una ipotesi valida circa la genesi delle sabbie e delle terre rosse che affiorano nella zona da noi studiata e nelle regioni contigue; resta aperto il problema se le sabbie rosse debbano intendersi come il prodotto della rubefazione delle sabbie grige giunte sui rilievi durante la regressione würmiana, ma in questo caso il colore rosso richiederebbe la presenza di un clima caldo (Alimen H., 1954), oppure rappresentino l'accumulo di materiali di provenienza lontana, secondo la interpretazione data da Lazzari A. (1961) per accumuli dello stesso tipo e nella medesima giacitura affioranti nella Penisola Salentina.

3. 6. *Le brecce di pendio del Würm 3°.*

Nella sezione descritta precedentemente, che affiora sotto l'edificio del Ginnasio di Praia a Mare, sui materiali di soliflusso caratterizzati dalla presenza del cemento rosso, compaiono delle brecce di colore grigio scuro, costituite da clasti di natura dolomitica (il colore scuro delle dolomie triassiche, da cui essi provengono conferisce alla formazione il colore grigio) e da una matrice, pur essa dolomitica, delle dimensioni di una sabbia (v. fig. 6). La formazione, sempre nitidamente stratificata, presenta, negli strati costituiti da clasti di maggiori dimensioni, una scarsezza e talvolta una totale assenza di matrice. Gli elementi risultano sempre a spigoli vivi. Spesso la formazione, mostra una stratificazione concordante con i versanti dolomitici.

Come si vede, la formazione ha tutte le caratteristiche di una forma di accumulo continentale di gelifrazione, ed è assolutamente simile ad analoghi depositi che affiorano in tutto il bacino mediterraneo, anche a latitudini molto basse (Vaumas de E., 1964), e che sono state segnalate anche nella Penisola Sorrentina (Brancaccio L., 1968). Gli affioramenti più belli sono quelli che si affacciano sulla pianura costiera di

Mantiniera, intorno al chilometro 250 della S.S. 18. In questo caso le falde detritiche stratificate sono state verosimilmente prodotte a discapito delle dolomie costituenti il terrazzo di abrasione marina di 100 metri (Siciliano), dal cui lembo discendono, sotto forma di un ampio *glacis* detritico, sul terrazzo di circa 35 metri, che ne risulta totalmente ricoperto e nascosto. Con ogni probabilità la superficie del *glacis* stesso, che risulta debolmente inclinata, è stata interpretata dal De Fiore (1937) come il terrazzo « Milazziano » disposto intorno a 50 metri, terrazzo che non abbiamo riscontrato in nessun punto della costa da noi studiata.

3.7. *Il Versiliano.*

Il potente accumulo detritico tardowürmiano, che raggiunge in qualche punto i 60 metri di spessore (l'abbondanza notevole del materiale è da attribuirsi allo stato di intensa tettonizzazione delle rocce dolomitiche e quindi alla loro forte gelività), risulta solcato da profondissime incisioni, dai versanti perfettamente verticali nonostante la scarsa consistenza litica dei materiali; il *thalweg* delle incisioni è sempre raccordato con la superficie della piccola pianura alluvionale di Mantiniera. Le suddette valli, che incidono i depositi del Würm 3°, sono perciò da attribuirsi alla fase finale del cataglaciale Würm; anche in questo caso il parallelismo con gli affioramenti di brecce della Penisola Sorrentina è perfetto.

Verso la pianura la conoide detritica è limitata da una parete verticale al cui piede affiorano le dolomie di base: questa parete rappresenta, con ogni probabilità, la falesia costruita dal mare durante la trasgressione versiliana.

È possibile trovare altre tracce del mare versiliano nel tratto di costa compreso tra Capo Scalea ed il porto di S. Nicola Arcella; non si rinvengono però i depositi marini corrispondenti. Spesso invece le forme di abrasione del mare versiliano si sono impiantate sui depositi tirreniani di 8 metri.

L'attuale morfologia costiera ha ereditato i caratteri della morfologia instaurata durante il Versiliano, ciò è ben evidente alla Grotta del Prete e alla Grotta di Arcomagno, dove si rinvengono due cavità di sprofondamento. La prima, di forma piuttosto allungata, si è insediata probabilmente lungo una linea di faglia, ed ha rappresentato durante il Versiliano una grotta marina che, per erosione regressiva della volta si è aperta verso l'alto. La seconda, di dimensioni ben maggiori (circa 20 metri per 40), presenta al fondo l'affioramento della

falda freatica, ed è separata dal mare da un arco naturale. La genesi di questa cavità è del tutto simile a quella della Grotta del Prete; in questo caso però è possibile trarre delle conclusioni circa il momento in cui si è aperta la cavità. Nel crollo infatti sono stati coinvolti non soltanto le puddinghe marine del livello di 8 metri, con relativi cespi di *Cladocora*, ma anche le brecce a cemento rosso sovrastanti: in questo modo si determina con precisione l'età dei crolli, che risulta versiliana.

L'azione morfogenetica più intensa, esercitata dal mare durante la trasgressione post-glaciale, è stata tuttavia quella che ha portato alla costruzione delle pianure costiere, specialmente quella del Lao e quella del Castrocucco, e, in via secondaria, del torrente Saracena e del torrente Canalgrande. La formazione delle pianure alluvionali, e d'altronde l'assenza di coste di sommersione, è legata all'elevato trasporto solido che hanno i corsi d'acqua della zona, sia per la pendenza degli alvei, che per la presenza, ai piedi dei versanti dolomitici, delle falde detritiche crioclastiche del Würmiano. Ne consegue che durante il sollevamento glacio-eustatico del mare durante il Versiliano i corsi d'acqua hanno deposto il materiale trasportato formando ampie pianure. In qualche caso le forme di accumulo penetrano ampiamente verso l'interno, formando ampi letti ghiaiosi che colmano antichi solchi vallivi.

4. Conclusioni.

È stato possibile ricostruire, nel tratto di costa compreso tra le foci dei fiumi Lao e Castrocucco la seguente successione:

1) Formazione di un terrazzo di abrasione marina disposto tra 100 e 140 metri sul livello del mare. Il terrazzo attribuito al Siciliano, deve essere perciò interpretato come una forma sollevata;

2) Formazione di un terrazzo marino disposto a circa 35 metri sull'attuale livello marino, parzialmente eroso;

3) Formazione di un terrazzo di abrasione marina ad 8 metri, con depositi marini riccamente fossiliferi, in ispecie di *Cladocora coespitosa*. Il terrazzo deve essere attribuito all'interglaciale Riss-Würm; il mare, a causa del sollevamento glacio-eustatico, ha parzialmente invaso la morfologia valliva preesistente formando coste di sommersione (Ginnasio, Praia a Mare);

4) Il mare regredisce a — 100 durante il Würm; dalle spiagge würmiane venti locali trasportano le sabbie grige fino al margine dei rilievi, formando dune da ostacolo, che sono state in seguito parzialmente

distrutte dall'erosione: lembo di sabbie dunari a stratificazione incrociata di Grotta del Prete;

5) Successivamente, sempre nel corso del Würm, giungono sui rilievi le sabbie rosse, che, nel clima umido del Würm 3°, subiscono un soliflusso verso il basso, coinvolgendo materiali detritici, dolomitici, che nel frattempo si erano accumulati sui versanti all'inizio del periodo di intensa gelifrazione del Würm 3°;

6) Continua, molto intensa, la gelifrazione del Würm 3°, che porta alla formazione di grandi falde detritiche stratificate, la cui superficie, debolmente inclinata, può talvolta simulare un terrazzo di abrasione marina (falde di Mantiniera);

7) Periodo di erosione lineare identificabile con la mitigazione del clima, e con un livello marino ancora basso rispetto a quello attuale (erosione catawürmiana);

8) Sollevamento glacio-eustatico versiliano, con formazione di ampie pianure costiere (del Lao, del Castrocucco e di altri corsi d'acqua), in corrispondenza delle quali si rinvengono poche spiagge ciottolose (e, nel caso dei corsi d'acqua più importanti, sabbiose). Si ha lo sprofondamento di alcune grotte marine per l'azione erosiva del mare (Grotta del Prete e Grotta di Arcomagno), ed infine la formazione di falesie attualmente fossili, che hanno provocato la parziale distruzione delle brecce stratificate di età würmiana. Dopo una leggera regressione si stabiliscono le condizioni morfologiche attuali.

Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, novembre 1968.

BIBLIOGRAFIA

ALIMEN H. 1954 - *Colorimetrie des sediments quaternaires et paleoclimats. Premier resultats.* Boll. Soc. Geol. de Fr. s. 6, 4, pagg. 609-619, 3 figg, Paris.

BLANC A. C., 1940 - *Industrie musteriane e paleolitiche nelle dune fossili e nelle grotte litoranee del Capo Palinuro.* Rend. Acc. d'It., cl. sc. fis., s. 7, **1**, pagg. 602-613, 4 figg., 1 tav. Roma.

BLANC A. C. e SEGRE A. G., 1953 - *Les formations quaternaires et les gisements paléolitiques de la côte de Salerno.* Inqua, IV Congr. Inter. (Roma-Pisa, 1953): Excursion dans les Abruzzes, les Puilles et sur la côte de Salerno, pagg. 73-110, figg. 23-42. Roma.

BOURCART J., 1955 - *Quelques remarques sur les littoraux actuels pour la compréhension des littoraux fossiles.* Boll. Soc. Geol. Fr., s. 6, **5**, pagg. 571-576, 1 fig. Paris.

Brancaccio L., 1967 - *Note di morfologia costiera sulla cala di Ieranto presso Punta Campanella (Penisola Sorrentina).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, pagg. 255-269, 7 figg., Napoli.

Brancaccio L., 1969 - *Genesi e caratteri delle forme costiere nella Penisola Sorrentina.* Boll. Soc. Natur. di Napoli, **77** (1968), 25 pagg., 14 figg. Napoli.

Cortese E., 1895 - *Descrizione geologica della Calabria.* Mem. Descr. Carta Geol. d'Ital., **9**, 510 pagg. Roma.

De Fiore O., 1937 - *La regione dei terrazzi quaternari ed il Paleolitico di Scalea (Calabria).* Ist. Geo-Paleont. R. Univ. Catania, n. **3**, 54 pp., 6 tavv. Catania.

Demangeot J., 1965 - *Memoires et documents: Géomorphologie des Abruzzes adriatiques.* Ed. Centre Nat. Recher. Scient. Paris.

Gignoux M., 1913 - *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie.* Ann. Univ. de Lyon, n. s., fasc. **36**. Lyon.

Gigout M., 1962 - *Sur le Tyrrhénien de la Méditerranée occidentale.* Quaternaria, **6**, pagg. 209-222, 6 tavv. Roma.

Grandjacquet C. e M. J., 1962 - *Géologie de la zone Diamante-Verbicaro (Calabre).* Geol. Romana, **1**, pagg. 297-312, 14 figg., 1 tav. Roma.

Grandjacquet C., 1963 a - *Données nouvelles sur la tectonique tertiarie des massifs calabro-lucaniens.* Bull. Soc. Géol. Fr., s. 7, **4** (1962), fasc. 5, pagg. 695-706, 4 figg. Paris.

Grandjacquet C., 1963 b - *Importance de la tectonique tangentielle en Italie méridionale.* Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., **5** (1962), fasc. 2, pagg. 109-113, 2 figg. Paris.

Guillien Y., 1962 - *Neoglaciaire et Tardiglaciaire: géochimie, palynologie, préhistoire.* Ann. de Geog., **71**, n. 383, pagg. 1-35, tavv. 4. Paris.

Ippolito F., 1949 - *Contributo alle conoscenze geologiche della Calabria.* Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **2**, pagg. 17-35, figg. 6, 1 cartina. Napoli.

Lazzari A., 1960 - *Le condizioni geologiche delle coste tirreniche dell'Italia meridionale nel corso del Pliocene-Calabriano e loro importanza bio-geografica.* Ann. Pont. Ist. Sup. Sc. e Lett. « S. Chiara », **10**, pagg. 225-235. Napoli.

Lazzari A., 1961 - *Qualche considerazione sull'età e sulla provenienza della « terra rossa » della Penisola Salentina.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **69** (1960), pagg. 201-213, 1 fig. Napoli.

Lirer L., Pescatore T. e Scandone P., 1967 - *Livello di piroclastiti nei depositi continentali post-tirreniani del litorale Sud-tirrenico.* Atti Acc. Gioeina di Sc. Natur. di Catania, s. 6, **18**, pagg. 85-115, 10 figg., 10 tabb., 8 tavv. Catania.

Mancini F., 1962 - *Le variazioni climatiche in Italia dalla fine del Riss all'Oleocene.* Boll. Soc. Geol. It., **81**, fasc. 1, pagg. 181-214. Roma.

Pata O., 1956 - *I terrazzi quaternari adiacenti alla foce del Fiume Lao (Cosenza).* Atti IV Congr. Inter. du Quaternaire (1953), pagg. 970-975, 2 figg., 1 cartina. Roma.

Quitzow H. W., 1935 - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete.* Beitr. Geol. Westl. Med., Abb. Ges. Wiss., Gottingen, Math. Phys. Kl., **3**, n. 13, pagg. 63-179. Berlin.

Scandone P. e Lirer L., 1967 - *Segnalazione di un livello piroclastitico nel Pleistocene superiore della costiera calabra e silentina.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75** (1966), pagg. 201-204, 1 tav. Napoli.

TREVISAN L. e TONGIORGI E., 1941 - *Discussione sulla genesi e sulla cronologia dei terrazzi e delle pianure in relazione alle variazioni climatiche.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **49**. Pisa.

VALLARIO A. e DE' MEDICI G. B., 1967 - *Contributo alla conoscenza stratigrafica della Calabria Settentrionale. I: La serie del Colle Trodo.* Boll. Soc. Geol. It., **86**, pagg. 233-252, 15 figg. Roma.

VAUMAS DE E., 1964 - *Phénomènes cryogéniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée orientale (Chypre, Galilée).* Rev. de Geog. Phys. et de Geol. Dyn., **6**, fasc. 4, pagg. 291-311, 6 figg. Paris.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 327-347, 4 figg., 8 tabb.

Studio ecologico e faunistico del lago di "La Correa,, (Vairano-Scalo, Caserta)

Nota del socio P. BATTAGLINI, della Dott. G. PERCUOCO
e del socio A. PIERANTONI

(Tornata del 28 giugno 1968)

Riassunto. — Gli AA. riferiscono sulle condizioni biologiche ed ecologico-faunistiche del Lago di « La Correa », corpo d'acqua quasi circolare con diametro di circa 150 m., di cui sono stati esaminati 2 biotopi litorali, posti a NE e SO, che per l'esposizione e per i caratteri geomorfologici presentano condizioni ambientali apparentemente differenti.

Le proprietà chimico-fisiche dell'acqua, nonchè la composizione e struttura della comunità e la sua distribuzione temporale e spaziale sono state studiate in rapporto a due prelievi effettuati il 17-5-1967 e 5-2-1968. (Un primo prelievo a carattere esplorativo era stato effettuato il 17-12-1966).

I dati chimico-fisici indicano che il lago in esame ha acque di apporto esclusivamente meteorico e freatico, con proprietà legate ai caratteri mineralogici del substrato ed all'azione degli organismi viventi; non esistono, inoltre, variazioni di rilievo nella composizione chimico-fisica dell'acqua dei due biotopi studiati.

La struttura della comunità animale dell'intero laghetto è caratterizzata dalla dominanza di una sola specie di Artropodi, mentre non esiste una specie preponderante fra i rimanenti invertebrati.

In stretto rapporto ai due biotopi, si può identificare la presenza di due sub-comunità con preponderanza di un solo « TAXON » nella zona di NE e composizione più omogenea della fauna nell'altro biotopo.

Nei riguardi della classificazione del lago di « La Correa » gli AA. si sono basati sui dati chimico-fisici, sulla struttura della comunità e sull'esame delle specie animali trovate. Le proprietà chimico-fisiche indurrebbero a dare una interpretazione eutrofica al lago, mentre l'analisi quantitativa della comunità indirizzerebbe verso un carattere oligotrofico del corpo d'acqua; d'altro canto l'esame delle specie sarebbe per la doppia interpretazione, con una maggiore possibilità, però, verso l'eutrofia.

Da tutti questi dati gli AA. concludono che il Lago di « La Correa » può essere classificato come un lago oligotrofico tendente all'eutrofizzazione.

Summary. — In this article an account is given of the biological and ecological conditions in the « La Correa » pond. This has a near circular shape, 150 mt. in diametr. Two littoral biotopes have been examined, respectively along the NE and SW side, which for their geomorphologic characters offered presumably different environmental conditions.

The physico-chemical properties of the water and the composition and structure of the community as well as its distribution in space and time have been studied and compared with similar samples taken on May 17th, 1967 and February 5th, 1968. (A first probe sampling had been collected on December 17th, 1966).

Our physico-chemical data indicate that the source of the water is exclusively meteoric and freatic and that their properties depend on mineralogical characters of substratum and on the action of living organisms; we did not find any remarkable diversity in the physico-chemical composition of the water between the two biotopes considered.

The structure of the community of the whole pond is characterized by the dominance of one Artropodial species, there being no species preponderance among the rest of the invertebrates. In each of the biotopes examined we identified a peculiar sub-community: in the NE zone a predominance of one TAXON, in SW zone a more homogeneous composition of the fauna.

The classification of the « La Correa » pond has been based by us on the physico-chemical data, on the structure of the community and on the animal species found. The physico-chemical propierties would point to the eutrophic classification of the pond, whereas the quantitative analysis of the community would suggest an oligotrophic character. On the other side the analysis of the species favours both interpretations, but with a somewhat higher probability in the direction of eutrophy.

From the whole of the data the Authors reach the conclusion that « La Correa » pond may be classified as an oligotrophic lake evolving to the eutrophic state.

Introduzione.

Il lago delle Corrée o, come si dice localmente, La Correa, fa parte di una delle regioni vulcaniche più interessanti d'Italia, ma è molto poco conosciuta; infatti il gruppo del Roccamonfina, al quale esso appartiene, fu per molto tempo considerato l'unico vulcano estinto italiano a non avere un lago. Tale opinione si può giustificare dalla posizione del tutto particolare del lago, sito al fondo di una « fossa » non rilevabile all'esterno da alcuna diversità sia di vegetazione che di struttura geologica.

La Correa è sita nei pressi di Vairano-scalo a circa 100 metri dalla Casilina all'altezza del bivio per Marzano Appio, e, sulla carta topografica, appare quasi uno stagno al lato della strada.

Invece essa è un esempio dei più tipici di « cratere a pozzo » con il fondo occupato da un laghetto (Scherillo e coll., 1965). Secondo il

suddetto Autore, in opposizione a Scacchi (1885), che la considerava come effetto di uno sprofondamento, la Correa rappresenta un cratere di esplosione facente parte insieme a molte forme crateriche, allineate parallelamente al Monte Massico, di un apparato esplosivo disposto lungo una unica frattura.

Il « pozzo » di forma quasi circolare ha dimensioni piuttosto notevoli, anche se non eccezionali: il diametro medio è di circa 200 m. e il dislivello tra il ciglio e la superficie del lago, che ne occupa il fondo, è di circa 35 m.

Questo laghetto di forma quasi circolare, con diametro medio di circa 150 m., presenta lungo la riva del settore N molti pioppi che per buona parte si sono piegati sull'acqua facendo notare un abbassamento di tutto il fondo del cratere (fenomeno che avvalorerebbe l'ipotesi della origine da sprofondamento).

Le pareti di La Correa sono ricoperte da una vegetazione ricca e varia costituita prevalentemente da alberi d'alto fusto come Quercie, Castagni, Noccioli e da un fitto sottobosco umido e ombroso nel quale vegetano rigogliosamente felci, edere e muschi. Questa boscaglia, in alcune parti molto fitta, scompare di colpo sul ciglio per dare posto a terreno agrario coltivato ad alberi da frutta e a colture orticole irrigate da un sistema di canali riempiti d'acqua prelevata, con pompe elettriche, dal lago al quale il *surplus* torna mediante rivoletti scavati lungo le pendici meno rocciose e più friabili della conca stessa.

Le acque di questo laghetto sono di origine freatica e meteorica per cui piuttosto isolate come ambiente biologico da qualsiasi contatto con habitat similari.

Tale aspetto particolare ci ha invogliati a studiare le eventuali associazioni animali ivi presenti ed alberganti, nel tentativo di analizzare l'intera comunità limnicola.

Caratteristiche della zona di prelievo e biotopi.

In questa nota ci siamo proposti di studiare le comunità animali viventi nella zona pedonica litorale del laghetto, utilizzando due zone campioni con aspetti ambientali antitetici.

La distribuzione quantitativa della vegetazione non è uniforme lungo tutte le pareti della conca; più scarsa lungo il settore di SO, ove le pareti sono ripidissime e lasciano scorgere il substrato roccioso nudo o ricoperto solo da un basso strato di muschio e vegetazione erbosa;

mentre essa è più fitta, con tipico aspetto di bosco con abbondante sottobosco che si spinge fino alla riva del lago, nel settore di NE, ove le pareti sono meno ripide.

È presumibile pensare, perciò, che le differenze riscontrate sia nella vegetazione che nella conformazione della conca, relativamente ai settori suddetti, si riflettano anche nelle corrispondenti aree del lago e delle rive. Da ciò ci è parso più consono utilizzare come zone campioni per lo studio della fauna le due aree del laghetto corrispondenti ai suoi due opposti aspetti, ossia la porzione di NE e la porzione di SO.

La prima zona, quella di NE, esposta a Sud, è situata in corrispondenza della parte più declive della conca, dove maggiore è il fenomeno di sprofondamento subìto dalla fossa. Una riva vera e propria manca, poichè i pioppi giungono fin nel lago e in massima parte sono inclinati, anzi molti addirittura sommersi e frammisti ad una vegetazione acquatica emergente e sommersa ricca di *Potamogeton* e un po' meno di canne palustri (*Arundo*).

La seconda zona, da noi utilizzata per il campionamento, è posta diametralmente alla prima, esposta a Nord in corrispondenza della parete di SO ripida e rocciosa. La riva in questa porzione è ridotta ad una sottilissima lingua di ghiaia formata dai detriti della roccia sovrastante; la vegetazione acquatica, quasi completamente sommersa, è molto più scarsa e composta quasi esclusivamente di canne.

Le canne e la vegetazione sommersa si spingono da tutte le rive fino a lasciare al centro un cerchio piuttosto limitato di acqua limpida specialmente nei periodi estivi.

Procedimenti e metodi.

I prelievi della fauna pedonica litorale del laghetto e dell'acqua per la caratterizzazione dell'ambienti sono stati effettuati, nella zona di NE, da noi indicata « A », e nella zona di SO, da noi indicata « B », il 7-12-1966, 17-5-1967 e 5-2-1968.

Il prelievo del 7-12-1966 ha avuto solo un carattere qualitativo in quanto desideravamo assodare quali gruppi animali fossero presenti lungo le zone suddette e quali aspetti chimico-fisici presentasse l'acqua, per le eventuali metodiche di cattura e prelievo da utilizzare.

I prelievi da cui sono stati ricavati le proprietà chimico-fisiche dell'acqua e le caratteristiche della comunità limnicola dello habitat da noi studiato sono, come si è detto, quelli del 17 maggio e del 5 febbraio.

Come si sa, e del resto convalidato dai caratteri ambientali riportati nella tabella I, il primo prelievo è da considerarsi di primavera inoltrata, mentre il secondo è tipicamente invernale. Quindi i campionamenti effettuati in tali date ci hanno permesso di individualizzare e caratterizzare le due condizioni tipiche dell'habitat e della comunità limnicola di « La Correa ».

La raccolta di campioni di fauna è stata effettuata con un normale retino secondo un metodo già da noi adottato (Battaglini e Percuoco, 1967). Ciascuna raccolta di complessivi 250 ml. di acqua fu posta individualmente in boccacci di polietilene con un'etichetta e fu aggiunto il 5% di formalina.

La cernita fu effettuata in seguito in laboratorio e gli animali trovati furono contati ed identificati tramite microscopio binoculare.

I campioni d'acqua per l'analisi chimico-fisiche sono stati prelevati nelle adiacenze del campionamento faunistico. L'acqua è stata raccolta tramite bottiglie scure di polietilene che venivano riempite a circa 15 cm. al di sotto del pelo dell'acqua. La temperatura è stata rilevata, per l'aria e per l'acqua con un termometro a mercurio, con precisione di $\pm$ 0,5°C., per le misure termiche dell'acqua è stato utilizzato un termometro ad immersione con pozzetto. Il pH è stato misurato con il metodo elettrometrico per mezzo di piaccometro con elettrodo a calomelano.

L'alcalinità è stata espressa in p.p.m. di $CaCO_3$ titolando con H_2SO_4 N/10 previa aggiunta di metilarancio come indicatore.

La durezza è stata eseguita usando il metodo titrimetrico EDTA ed espressa in p.p.m.

L'O_2 disciolto è stato espresso sia in p.p.m. che in percentuale di ossigeno saturato. Per l'OD in p.p.m. è stato usato il metodo Winkler tamponando i campioni appena prelevati con cloruro di manganese e ioduro di potassio in soluzione alcalina.

Il BOD è stato calcolato dopo 5 giorni tenendo il campione a circa 20°C. ed esprimendo i risultati in p.p.m.

L'analisi delle sostanze organiche è stata eseguita adoperando il metodo Kubel ed esprimendo i risultati in p.p.m.

Il residuo secco a 110° e a 180°C. è stato misurato adoperando il metodo classico per evaporazione e successiva pesata.

Gli ioni ed i cationi sono stati ricercati colorimetricamente ad eccezione del Cl^- per il quale è stato adoperato il metodo Mohr e l'SO_4^{--} che è stato ricercato col metodo classico della sua precipitazione come solfato di bario. I risultati sono stati sempre espressi in p.p.m.

Osservazioni sulle proprietà chimico-fisiche delle zone campioni.

Premettiamo che i risultati chimico-fisici della Tabella I sono le medie di due prelievi rispettivamente per la zona A e per la zona B e che tali medie sono state fatte, perchè i dati analitici dei singoli prelievi erano pressocchè simili.

TABELLA I

DATI CHIMICO-FISICI (Valori medi)

	A	B
pH	7,45	7,63
Alcalinità	30	50
Durezza	40	40
Residuo secco a 110 °C.	66	64
Residuo secco a 180 °C.	66	68
OD	5,41	5,36
OD (% O_2 sat.)	57,61	57,08
BOD	3,99	4,04
Sostanza organica	3,82	2,73
Silice	10	14
NO_2^-	—	—
NO_3^-	—	—
Cl^-	8,75	7,50
SO_4^{--}	1,99	2,01
PO_4^{---}	—	—
NH_4^+	—	—
Fe^{++}	—	—

Tutti i dati sono espressi in p.p.m. eccetto il pH.

Dalla Tabella I si può vedere che gli ioni ammonio (NH_4^+), nitrosi (NO_2^-) e nitrici (NO_3^-) sono completamente assenti sia per la zona A che per la B, mentre la quantità di sostanze organiche (3,88 e 2,73

p.p.m.) è leggermente superiore al limite consentito per acque pulite, che è di 2,50 p.p.m.. Questo sta a significare che sono presenti soltanto sostanze vegetali in marcescenza.

Il tasso dell'OD in p.p.m., dell'OD in O_2% saturato ed il valore del BOD sono quelli di un'acqua abbastanza buona (vedi Key (1956) e « Royal Commission on Sewage Disposal » (1912)) ed inoltre i loro dati medi sono pressocchè uguali sia per la zona A che per quella B.

Le durezze delle due zone sono molto basse e le medie, come appare evidente nella Tabella I, sono risultate essere quelle di un'acqua quasi meteorica.

L'alcalinità per la zona A è risultata essere inferiore a quella della zona B. Ciò dipende dal fatto che nel complesso dei carbonati alcalino-terrosi abbiamo per la zona B una maggior quantità di sali di Mg mentre per la zona A abbiamo quasi esclusivamente sali di Ca. Questo spiega perchè l'alcalinità in B è maggiore che in A; e del resto nella zona B il pH è leggermente aumentato così come è aumentato il residuo secco a 180°C. Però per quest'ultimo influisce molto l'aumento della silice e dei solfati.

Composizione faunistica.

Come abbiamo detto i prelievi effettuati sono stati 3 di cui due soli quantitativi, poichè il primo, effettuato il 7-12-1966, ha avuto solo un carattere qualitativo nel senso di individualizzare i taxa più frequenti e dominanti. Infatti in quest'ultimo prelievo avevamo notato la preponderanza di individui appartenenti ai taxa dei Rotiferi, dei Copepodi, dei Cladoceri e dei Ditteri, ciò era un'indicazione molto significativa, in quanto la grande abbondanza di *Gambusia* poteva far pensare ad una scarsità di fauna.

Il complesso faunistico è illustrato nella Tabella II ove sono enumerate le specie trovate, la loro distribuzione temporale e spaziale ed inoltre i relativi valori dell'abbondanza.

Struttura della comunità.

L'analisi di una comunità animale albergante in un corpo d'acqua ristretto ed in buona parte isolato dai contributi faunistici di provenienza limitrofa, fatta eccezione per l'influenza della fauna interstiziale, come è il caso del laghetto di « La Correa », è in un certo senso difficoltosa.

Tale difficoltà non consiste nella grande varietà faunistica, ma

nelle eventuali complicazioni della comunità complessiva che possono anche portare all'insorgere di sub-comunità, ove tale termine viene usato nell'accezione di gruppi popolazionistici con interrelazioni interspecifiche peculiari fino a vere e proprie interrelazioni ecologiche.

TABELLA II.

Elenco generale della Fauna, sua distribuzione temporale, spaziale e valori dell'abbondanza per ogni singola specie.

FAUNA	Numero compless. individui	17/5/67		5/2/68	
		A	B	A	B
IDROIDI					
Hydra vulgaris	6		6		
ROTIFERI					
Rotaria neptunia	2				2
Monostyla sp.	1				1
Testudinella patina	1				1
NEMATODI					
Dorylaimus stagnalis	9		3	4	2
GASTEROPODI					
Ancylus lacustris	11	3	8		
OLIGOCHETI					
Aelosoma hemprichi	18		17		1
Tubifex tubifex	2			1	1
TARDIGRADI					
Macrobiotus macrorrhincus	2			2	
ACARI					
Hygrobates sp.	4		4		
CLADOCERI					
Bosmina longirostris	2				2
Simocephalus expinosus	9	6	2		1
OSTRACODI					
Cypridopsis sp.	2				2
COPEPODI					
Cyclops serrulatus	434	148	221	25	40
Diaptomus vulgaris	7				7
EFEMEROTTERI					
Baetis sp.	2	1		1	
ODONATI					
Agrion hastulatum	6		6		
Agrion coerulescens	1			1	
Platycnemis pennis	1			1	
COLEOTTERI					
Peltodytes sp.	1		1		
DITTERI					
Syndiamesa sp.	59	2	47		10
Smittia (Camptocladius) sp.	1				1
Chironomus tentans	4			4	

Da tali premesse ne viene subito che lo studio della comunità animale presente nel laghetto di « La Correa » e delle eventuali interazioni con l'ambiente si può svolgere esaminando la comunità nella

sua interezza. D'altra parte, anche esaminando le comunità, che probabilmente sono sub-comunità, presenti nella zona A e B, sia nel complesso dei campionamenti che per ogni singolo prelievo ed infine studiando quelle specie o quei taxa che sono presenti in entrambe le zone, si potrà avere un'idea piuttosto approfondita della reale comunità dulcacquicola limnetica di « La Correa ».

La struttura della comunità nel suo complesso, quella relativa alle zone A e B e quella corrispondente ai prelievi è riportata nella Tabella III.

TABELLA III.
Struttura della comunità.

	17/5/67			5/2/68			TOTALI		
	A	B	T	A	B	T	A	B	T
Numero di individui	160	315	475	39	71	110	199	386	585
Numero di specie	5	10	11	8	13	18	11	18	23
Numero dei taxa	5	10	11	7	7	10	10	11	14
Num. individui / num. specie	32	31,5	43,18	4,87	5,46	6,11	18,09	21,44	25,43

Come si può notare, si avverte anche nella comunità animale di « La Correa » il fenomeno caratteristico del rapporto tra numero di individui e numero di specie, nel senso che l'aumento di individui è inverso all'aumento di specie, nell'ambito di ciascuna zona. Infatti se si opera un rapporto tra numero di individui e numero di specie, si ottiene che per la zona A nel I prelievo il rapporto è uguale a 32, mentre scende a 4,8 nel II prelievo; corrispondentemente per la zona B i rapporti sono 31,5 e 5,9. Quindi la diminuzione quantitativa della comunità nel passare dal periodo estivo al periodo invernale è contrapposta ad un aumento qualitativo con probabile maggiore selezione.

L'insieme dei 585 individui da noi raccolti durante i 2 prelievi è rappresentativo di 7 *phyla* (Cnidari, Rotiferi, Nematodi, Molluschi, Anellidi, Tardigradi, Artropodi), i quali non sono uniformemente rappresentati; infatti 533 individui, pari al 91,1%, appartengono al *phylum*

degli Artropodi, contro 52 esemplari, pari all'8,9%, da ascrivere ai Non-Artropodi (1).

Le specie raccolte ed identificate durante i prelievi e nelle due zone sono 23, delle quali 14 sono di Artropodi, mentre 9 di Non-Artopodi.

Gli Artropodi a loro volta sono così rappresentati: gli Aracnidi con 1 sola specie di Acari, i Crostacei con 5 specie e gli Insetti con 8.

Dal punto di vista numerico i Crostacei sono presenti con 454 unità pari all'85,2% di tutti gli Artropodi, gli Insetti con 75 esemplari pari al 14,1% degli Artropodi ed infine gli Acari con 4 individui rappresentanti solo lo 0,7% della fauna artropodiale.

I Non-Artropodi sono costituiti da 3 specie di Rotiferi, 2 specie di Oligocheti ed 1 specie, rispettivamente, per gli Idroidi, Nematodi, Gasteropodi e Tardigradi.

Numericamente i 52 individui formanti i Non-Artropodi sono così distribuiti:

6 esemplari di Idroidi pari all'11,5% di Non-Artropodi, i Rotiferi con 4 esemplari (7,7%), i Nematodi con 9 unità (17,3%), 11 Gasteropodi (21,1%), 20 Oligocheti appartenenti a 2 specie con il 38,5% ed infine 2 Tardigradi rappresentanti il 3,8% dei Non-Artropodi.

Nel complesso la composizione della comunità nei riguardi degli Artropodi e del gruppo dei Non-Artropodi, sia dal punto di vista della abbondanza che di quello della dominanza, è descritto dalla Tabella IV

TABELLA IV.

Valori dell'*abbondanza* e della *dominanza* degli Artropodi e degli altri invertebrati nella comunità.

	17/5/67			5/2/68			TOTALI		
	A	B	T	A	B	T	A	B	T
Artropodi	157	281	438	32	63	95	189	344	533
pari al % degli animali	98,1	89,2	92,2	82,1	88,7	86,4	94,9	89,1	91,1
Non Artropodi	3	34	37	7	8	15	10	42	52
pari al % degli animali	1,9	10,8	7,8	17,9	11,3	13,6	5,1	10,9	8,9

(1) Utilizziamo la dizione Non-Artropodi, non in senso sistematico, ma con valore di raggruppamento faunistico.

TABELLA V.

Valori della *dominanza* nei due prelievi e nel totale.

PRELIEVI / FAUNA	17/5/67			5/2/68			TOTALI		
	A	B	T	A	B	T	A	B	T
IDROIDI									
Hydra vulgaris		1,90	1,26					1,55	1,02
ROTIFERI									
Rotaria neptunia					2,82	1,80		0,52	0,34
Monostyla sp.					1,41	0,90		0,26	0,17
Testudinella patina					1,41	0,90		0,26	0,17
NEMATODI									
Dorylaimus stagnalis		0,95	0,63	10,26	2,82	5,40	2,01	1,29	1,54
GASTEROPODI									
Ancylus lacustris	1,87	2,54	2,32				1,51	2,07	1,88
OLIGOCHETI									
Aelosoma hemprichi		5,40	3,58		1,41	0,90		4,66	3,07
Tubifex tubifex				2,56	1,41	1,80	0,50	0,26	0,34
TARDIGRADI									
Macrobiotus macrorrhincus				5,13		1,80	1,00		0,34
ACARI									
Hygrobates sp.		1,27	0,84					1,04	0,68
CLADOCERI									
Bosmina longirostris					2,82	1,81		0,52	0;34
Simocephalus expinosus	3,75	0,63	1,68		1,41	0,90	3,01	0,78	1,54
OSTRACODI									
Cypridopsis sp.					2,82	1,80		0,52	0,34
COPEPODI									
Cyclops serrulatus	92,50	70,16	77,68	64,10	56,34	58,56	86,93	67,61	74,06
Diaptomus vulgaris					9,86	6,31		1,81	1,19
EFEMEROTTERI									
Baetis sp.	0,62		0,21	2,56		0,90	1,00		0,34
ODONATI									
Agrion hastulatum		1,90	1,26					1,55	1,02
Agrion coerulescens				2,56		0,90	0,50		0,17
Platycnemis pennis				2,56		0,90	0,50		0,17
COLEOTTERI									
Peltodytes sp.		0,32	0,21					0,26	0,17
DITTERI									
Syndiamesa sp.	1,25	14,92	10,31		14,08	9,01	1,00	14,77	10,07
Smittia (Camptocladius) sp.					1,41	0,90		0,26	0,17
Chironomus tentans				10,26		3,60	2,01		0,68

ove sono riportati sia i valori totali delle due zone, che i loro valori prelievo per prelievo.

Per completare le analisi della struttura della comunità animale

TABELLA VI.

Composizione percentuale dei *Taxa* (a) e numero di specie in ogni *Taxon* (b).

PRELIEVI / FAUNA		17/5/67			5/2/68		
		A	B	T	A	B	T
IDROIDI	a		1,9	1,3			
	b		1	1			
ROTIFERI	a					5,6	3,6
	b					3	3
NEMATODI	a		0,9	0,6	10,3	2,8	5,4
	b		1	1	1	1	1
GASTEROPODI	a	1,9	2,5	2,3			
	b	1	1	1			
OLIGOCHETI	a		5,4	3,6	2,6	2,8	2,7
	b		1	1	1	2	2
TARDIGRADI	a				5,1		1,8
	b				1		1
ACARI	a		1,3	0,8			
	b		1	1			
CROSTACEI OSTRACODI	a					2,8	1,8
	b					1	1
CROSTACEI COPEPODI	a	92,5	70,2	77,7	64,1	66,2	65,4
	b	1	1	1	1	2	2
CROSTACEI CLADOCERI	a	3,7	0,6	1,7		4,2	2,7
	b	1	1	1		2	2
CROSTACEI <u>IN TOTO</u>	a	96,2	70,8	79,4	64,1	73,2	70,0
	b	2	2	2	1	5	5
EFEMEROTTERI	a	0,6		0,2	2,6		0,9
	b	1		1	1		1
ODONATI	a		1,9	1,7	5,1		1,8
	b		1	1	2		2
COLEOTTERI	a		0,3	0,2			
	b		1	1			
DITTERI	a	1,2	14,9	10,3	10,3	15,5	13,6
	b	1	1	1	1	2	3
Numero complessivo di specie		5	10	11	8	13	18

del laghetto di « La Correa », abbiamo esaminato i valori della dominanza di tutte le specie da noi ivi catturate.

L'esame della tabella V, dove sono riportati i valori della dominanza che ogni singola specie ha in ogni zona, in ogni prelievo e nel complesso, ha fatto notare la presenza di due sub-comunità, una per la

zona B ed una per la zona A, e la diversa struttura delle comunità animali nel periodo primaverile ed in quello invernale.

Tali caratteri verranno meglio esaminati successivamente.

ANALISI QUALITATIVA E QUANTITATIVA DELLA COMUNITÀ.

Come è stato già detto in un nostro precedente lavoro (P. BATTAGLINI, A. PIERANTONI, G. PERCUOCO, 1967), l'esame di una comunità a livello della dominanza di specie, in particolare quando si esaminano piccoli ambienti, è piuttosto difficoltosa e poco attendibile. Infatti il piccolo numero di esemplari per ogni specie e la presenza di Zoocenosi non molto abbondanti non permette una comoda visione della comunità; per cui si sono esaminati quei complessi faunistici, che si indicano con il nome di « TAXA », per poter ottenere una migliore visione dell'insieme dei dati.

Nella Tabella VI sono esposti, alla luce di quanto detto prima, la dominanza e le specie relative ad ogni TAXON.

Orbene se si esamina la Tabella VI e la Tabella III si può notare che, in ogni prelievo di ogni singola zona, mentre il numero di specie è maggiore quando il numero di individui è minore, il numero di taxa invece non segue lo stesso andamento. Infatti, mentre in entrambi i prelievi il numero di taxa aumenta con l'aumentare del numero di specie, che è sempre maggiore nella zona B rispetto alla zona A, i valori totali non rispecchiano tale andamento. Ciò fa pensare ad un alternarsi di specie e di taxa nei prelievi e nelle zone.

Per poterci spiegare questo fenomeno abbiamo fatto una serie di spettri di dominanza dei taxa nelle zone e nei prelievi, come è riportato dalle figg. 1, 2,3, 4.

I grafici su esposti fanno notare due aspetti peculiari della comunità animale da noi esaminata nel laghetto di « La Correa ».

Un primo aspetto è quello della diversità di composizione faunistica nel periodo estivo ed in quello invernale, nel senso che da una parte esiste un maggior numero di taxa durante il periodo estivo, maggiore però in senso relativo (11 contro 10), da un'altra una maggiore preponderanza dei Copepodi durante il periodo estivo. D'altra parte esaminando attentamente le corrispondenti zoocenosi, si nota che non si ha corrispondenza di taxa, e che anche quelli presenti in entrambi i prelievi sono sempre, ad eccezione dei Copepodi, più abbondanti durante il periodo invernale. Inoltre nel campionamento invernale notiamo che la comunità è caratterizzata da gruppi faunistici a maggiore possi-



Fig. 1. — Composizione percentuale della Zoocenosi dell'intero laghetto. 1 = prelievo: 17/5/67; 2 = prelievo: 5/2/68.

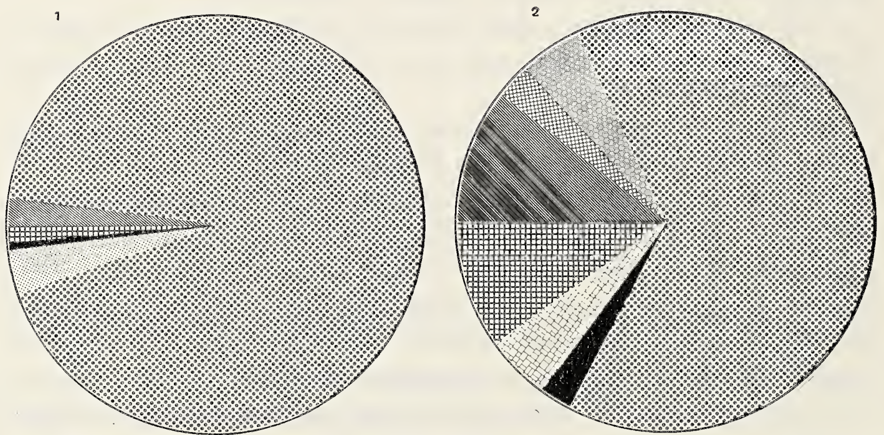


Fig. 2. — Composizione percentuale della Zoocenosi della zona A. 1 = prelievo: 17/5/67; 2 = prelievo 5/2/68.
N. B. Per la leggenda v. fig. 1.

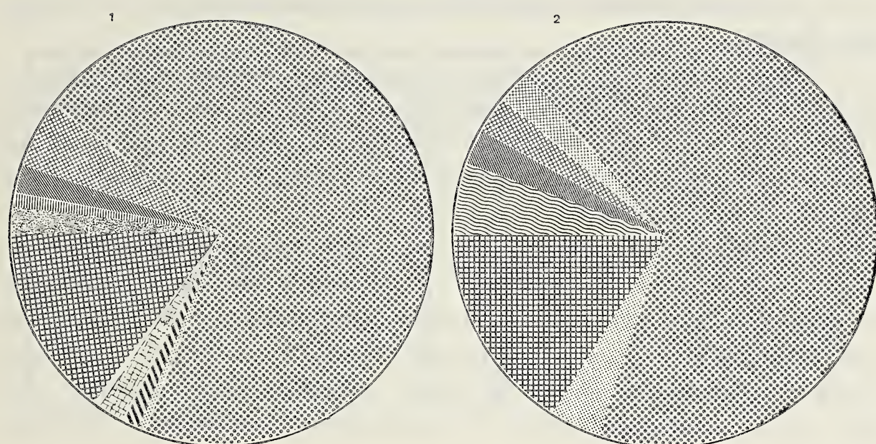


Fig. 3. — Composizione percentuale della Zoocenosi della zona B. 1 = prelievo; 17/5/67; 2 = prelievo 5/2/68.
N. B. Per la leggenda v. fig. 1.

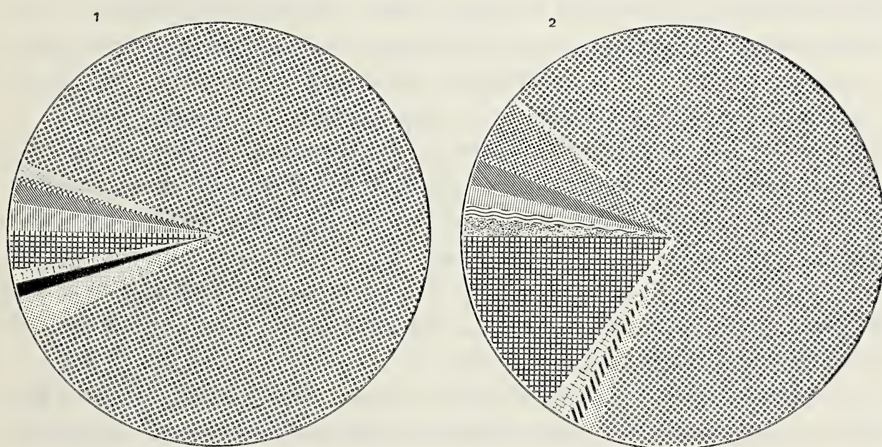


Fig. 4. — Composizione percentuale delle Zoocenosi complessive delle zone A (1) e B (2).
N. B. Per la leggenda v. fig. 1.

bilità di resistenza ed ancora i gruppi più bassi della scala zoologica sono scomparsi (Idroidi, Nematodi) con la presenza invece del gruppo dei Rotiferi.

L'altro carattere che risalta subito all'esame comparato delle figg. 1, 2, 3,4 è quello riguardante la maggiore uniformità della distribuzione della fauna nella comunità B in confronto a quella di A; fenomeno che risalta subito se si confrontano le percentuali dei Copepodi e dei Ditteri.

Già questo dato ci porta ad avanzare l'ipotesi della presenza di due sub-comunità nel laghetto di « La Correa », sub-comunità manifestantesi non solo per questa differenza degli spettri della dominanza, ma anche dalla presenza di differenti taxa nelle due zone. Ricordiamo l'ampiezza piuttosto ridotta dell'intero bacino e, come abbiamo fatto già notare, la quasi uniformità di composizione chimico-fisica dell'acqua prelevata nelle due zone.

Ad avvalorare questa ipotesi è l'esame dello spettro della dominanza di A, prelievo 17/5, e B, prelievo 17/5 (figg. 2/1 e 3/2).

Come si vede nella zona A i Copepodi raggiungono il 92,5%, contro il 70,2% di B, ma ancora, mentre in A abbiamo solo 5 taxa, per la zona B si hanno 10 taxa. Inoltre mentre la zona A come taxon esclusivo ha quello degli Efemerotteri, nella zona B sono presenti come taxa propri gli Idroidi, Nematodi, Acari, Odonati e Coleotteri. In più, quei taxa, presenti in entrambe le zone, hanno sempre una maggiore dominanza in B. I Copepodi sono nel rapporto inverso, proprio per questa maggiore diversità e contemporanea omogeneità della comunità di B.

Anche l'effetto stagionale è diverso nelle due sub-comunità. La zona A è caratterizzata da una comunità animale estiva povera di specie con sovrabbondanza (92,5%) di Copepodi, contro una comunità invernale con meno individui, ma più taxa e nello stesso tempo più abbondanti. Nella zona B la distribuzione dei vari taxa è più costante nei due prelievi, ovvero non esiste quella preponderante dominanza dei Copepodi, ma la comunità è più equilibrata anche se con numero di individui diverso nelle due stagioni.

L'esame comparato delle zone e di ogni singola zona nei due prelievi atitetici è ulteriormente delucidato dai risultati ottenuti osservando la distribuzione delle varie specie di Artropodi e non Artropodi.

In particolare sono interessanti le frequenze delle specie più comuni.

Per gli Artropodi le specie più comuni sono *Cyclops*, *Syndiamesa*, *Simocephalus* e *Chironomus*, con maggiore frequenza dei primi due rispetto ai secondi due (v. tab. VII).

TABELLA VII.

Frequenza delle specie più comuni di Artropodi.

	17/5/67			5/2/68			TOTALI		
	A	B	T	A	B	T	A	B	T
Cyclops	94,27	78,65	84,25	78,12	63,49	68,42	91,53	75,67	81,47
Syndiamesa	-	16,72	11,19	-	15,87	10,53	-	16,57	11,07
Simocephalus	3,82	-	-	-	-	-	3,17	-	-
Chironomus	-	-	-	12,50	-	-	-	-	-

Innanzi tutto, sia nei dati complessivi che in quelli parziali per zona e per prelievo, la maggiore dominanza è caratteristica di *Cyclops* con percentuali che vanno da un minimo del 63,5% ad un massimo di 94%; il secondo posto è occupato da *Syndiamesa* con valori compresi tra 10,5% e 16,7%. Questo secondo posto viene occupato con valori del 3,5% in media da *Simocephalus* quando manca *Syndiamesa*, ed infine in un solo caso da *Chironomus* con 12,5%.

Il dato interessante è che il secondo posto nella dominanza, nell'ambito degli Artropodi, occupato da *Simocephalus* è concomitante ad i massimi valori di *Cyclops* (91,5 e 94,3%).

Nell'ambito dei Non-Artropodi non esiste una relazione così chiara tra le varie specie come per gli Artropodi. Nel senso che non esiste una specie che rappresenti nella dominanza sempre la parte predominante.

Le specie con maggiori valori di dominanza sono *Aelosoma, Dorylaimus*, *Ancylus*, *Macrobiotus* e *Rotaria*, con predominanza dei primi due su questi ultimi (v. tab. VIII).

Che non esista una predominanza netta è rilevato dal fatto che *Aelosoma* che si presenta 4 volte su 9 al primo posto non ha valori di dominanza mai superiori al 50%. *Dorylaimus* è per 5 volte su 9 primo, *Ancylus* 1 sola volta e *Rotaria* 1 volta a parità con *Dorylaimus.* Infine *Macrobiotus* non occupa mai il primo posto.

Il secondo posto è occupato per 1 volta da *Aelosoma* e da *Macrobiotus* e per 5 volte da *Ancylus*. L'unico rapporto tra queste specie è quello che presentano *Aelosoma* e *Ancylus* nel senso che quando il primo occupa il primo posto, il secondo è sempre occupato da *Ancylus.*

TABELLA VIII.

Frequenza delle specie più comuni di « Non-Artropodi ».

	17/5/67			5/2/68			TOTALI		
	A	B	T	A	B	T	A	B	T
Aelosoma	-	50,00	45,94	-	-	20,00	-	42,85	34,61
Dorylaimus	-	-	-	57,14	25,00	40,00	40,00	-	-
Ancylus	100,00	23,53	29,73	-	-	-	30,00	19,05	21,15
Rotaria	-	-	-	-	25,00	20,00	-	-	-
Macrobiotus	-	-	-	28,57	-	20,00	-	-	-

Per le altre specie, ad eccezione di *Dorylaimus* che o è primo o è assente del tutto, non si possono trarre altre osservazioni.

Discussioni e conclusione.

Le osservazioni compiute sul lago di « La Correa » ci hanno consentito di delineare un quadro del suo aspetto ecologico e della comunità animale ivi albergante.

Va innanzi tutto tenuto presente che questo laghetto è un lago chiuso, posto in una « fossa » di origine vulcanica, ed il cui livello superficiale delle acque è al limite della falda freatica.

Inoltre l'assenza di immissari ed emissari fa sì che l'acqua ivi raccolta sia solo di origine meteorica e freatica, per cui le caratteristiche chimico-fisiche di esso sono legate alle proprietà mineralogiche del substrato ed all'azione degli organismi animali e vegetali viventi nel laghetto. Anche l'ossigenazione dell'acqua non viene agevolata dalla miscibilità con l'O_2 atmosferico, poichè come si è detto, il livello superiore del lago è a circa 35 m. dal ciglio della fossa, a sua volta con diametro di circa 200 m. al ciglio, per cui durante giornate di forte vento non si avverte mai un increspamento del lago anche nella porzione centrale.

Anche tutti gli elettroliti sono sempre originati *in loco* e mai di origine alloctona.

Da ciò si può dedurre che le proprietà chimico-fisiche dell'acqua del laghetto in esame sono sue proprietà peculiari, poichè non ha subìto

ed ancora non subisce effetti di inquinamento estraneo. Del resto anche i dati del pH, vicini alla neutralità, convalidano tali caratteristiche.

Questo aspetto delle proprietà chimiche non influenzate dall'esterno si ritrova anche nel carattere della comunità animale vivente nel lago. Solamente è presumibile in questo caso che qualche apporto sia venuto dalla fauna interstiziale freaobia.

Con queste premesse il nostro studio si è basato sull'esame di due biotopi particolari del laghetto, in quanto era da supporre che la limitata ampiezza del bacino permettesse l'esistenza di una unica comunità in tutto il lago.

I campionamenti faunistici da noi effettuati in inverno ed in primavera inoltrata (che alla nostra latitudine è da considerare estate) hanno delineato, invece, una comunità animale con caratteri e composizione particolare.

Il primo aspetto peculiare è quello della presenza, anche se in un habitat così limitato e con proprietà ambientali, ossia chimico-fisiche, piuttosto omogenee, di due sub-comunità con caratteri differenti.

Le specie comuni ad entrambe le sub-comunità sono specie ad alta densità che caratterizzano l'intero bacino. Invece le due sub-comunità riferibili alla zona A e a quella B sono legate alla composizione tassonomica degli esemplari catturati appunto nelle suddette zone. Questa composizione faunistica è tale che nella zona A si ha una preponderanza di un solo taxon e pochi altri, mentre, nella zona B, anche se un taxon si presenta in percentuale maggiore, esistono molti altri taxa che contribuiscono alla costituzione della sub-comunità.

Le variazioni stagionali, con diminuzione della fauna durante l'inverno, sono del tutto normali: da una parte si assiste al diverso comportamento delle due sub-comunità, sia in senso quantitativo che qualitativo, da un'altra al contrapporsi di numero di individui e di numero di specie; fenomeno quest'ultimo del tutto naturale.

Come si è già detto, a proposito della struttura e analisi quantitativa della comunità, la fauna artropodiale presenta un andamento normale nella dominanza delle specie.

Infatti *Cyclops* ha sempre il primo posto nella composizione percentuale. Invece nel complesso della fauna di non-artropodi non esiste un'unica specie che rappresenti la maggior densità.

Questo aspetto della composizione faunistica è probabilmente da mettere in relazione alla diversa possibilità di affermazione sia riproduttiva sia competitiva che presentano gli Artropodi rispetto agli altri Invertebrati.

Un problema molto interessante è quello della classificazione del laghetto di « La Correa ».

Tale classificazione può essere basata o solo sul grado di trofia e quindi della produttività dell'ambiente esaminato, (RODHE, 1958) o sulla presenza di specie tipiche (SRÁMEK-HUSEK, 1962) o invece sulla composizione della comunità animale e sulla presenza di specie caratteristiche (THIENEMANN, 1926, NORDQUIST, 1921, ecc.).

Noi abbiamo esaminato solo la composizione faunistica, le specie tipiche e le proprietà chimico-fisiche, per cui la classificazione del laghetto sarà fatta in funzione dell'ambiente e della comunità animale.

Orbene dai caratteri chimico-fisici, che non fanno notare alcuna differenza tra i due biotopi esaminati, si è propensi a considerare il lago di « La Correa » come un lago eutrofico. Infatti la percentuale di O_2 disciolto non giunge mai alla saturazione, mantenendosi intorno al 50%, la quantità di sostanze organiche è abbastanza alta ed il BOD, che in assoluto non dà valori alti, nel nostro caso è rilevante in quanto le uniche richieste di O_2 sono causate dalle sostanze vegetali in marcescenza.

D'altro canto vi è notevole presenza di vegetazione sommersa ed emergente, il che caratterizzerebbe ancora di più l'aspetto eutrofico dell'ambiente.

La composizione quantitativa della fauna è su valori molto bassi in quanto complessivamente non si sono mai superati i 25.000 individui per m^3, con valori molto più bassi per ogni singola specie.

Questa scarsa quantità di animali farebbe propendere quindi per una interpretazione oligotrofica del corpo d'acqua.

L'esame delle singole specie ci dà valori che da una parte fanno pensare ad una oligotrofia, e da un'altra ad una eutrofia dell'ambiente.

Infatti la presenza di *Chironomus* dovrebbe far pensare ad un ambiente eutrofico, mentre quella, molto rilevante di *Diatomee* è per l'interpretazione opposta. Così pure l'abbondanza di *Cyclops* è da mettere in rapporto ad una condizione di eutrofia, mentre la presenza di *Ancylus* è per un carattere oligotrofico del laghetto.

Da tutto ciò ci pare che si possa concludere che il laghetto in esame sia da classificare come un ambiente oligotrofico tendente ad una eutrofizzazione.

Istituto di Biologia Generale e Genetica dell'Università di Napoli e Laboratorio Chimico Provinciale — Sezione di Castellammare di Stabia.

BIBLIOGRAFIA

Battaglini P. e Percuoco G., 1967 - *Osservazioni ecologiche sulla fauna limnologica del lago-craterico di Astroni (Campi Flegrei)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**, 229-236.

Battaglini P., Pierantoni A. e Percuoco G., 1967 - *Ricerche sulla fauna del Sarno. I. Descrizione del corso d'acqua e dati popolazionistici sugli Invertebrati della sorgente ed alto corso*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**, 695-711.

Key A., 1956 - *Pollution of surfage water in Europe*. Wld. Health Org. Bull., **14**, 845-948.

Nordquist H., 1921 - *Studien über das teichzooplancton*. Lunds Univ., Arsskrift N. F. Avd., **2**, (17), 5.

Rodhe W., 1958 - *Primärproduktion und Seetypen*. Verch. int. Ver. Limnol., **13**, 121-141.

Royal Commission on Sewage Disposal, 1912 - 8th Report. Vol. I, Cmd 6464. H.M.S.O. London.

Scacchi A., 1885 - *La regione vulcanica fluorifera della Campania*. Acc. Scienze Fis. e Matem., ser. 2, **2**. Napoli.

Scherillo A., Franco E., Di Girolamo P. e Vallante G., 1965 - *Forme crateriche tra Mondragone e Vairano (Caserta)*. Period. Mineral., **34**, n. 2-3, 491-512, 19 tav., Roma.

Srámek-Husek R., 1962 - *Die mitteleuropäischen cladoceren-und Copepodengemeinschaften und deren Verbreitung in den Gewässern der CSSR*. Sci. P. Inst. Chem. Tecnol., Prague. Tecnol. of water, **6** (7), 99-133.

Thienemann A., 1926 - *Die Binnengenwãsser Mitteleuropas, in Binnengenwasser*. Schweizerbart, Stuttgart, 1.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 349-392, 27 figg., 16 tabb., 6 tavv.

Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania)

Studio paleontologico e statistico (*)

Nota del Socio EMMA TADDEI RUGGIERO

Presentata il 28 giugno 1968

Riassunto. — È stata studiata una fauna a brachiopodi costituita da un migliaio di esemplari in ottimo stato di conservazione, riferibili a cinque specie di cui due nuove: *Anisactinella maurensis* n. sp., *Pentactinella scandonei* n. sp., *Spiriferina fragilis* SCHLOTH., *Retzia* cfr. *schwageri* BITTN., *Retzia* sp.

Gli esemplari provengono dal membro terrigeno della Formazione di M. Facito, in località Pietra Maura (199 - II - NO, Marsico Nuovo) dove sono contenuti in argille ed argille siltose giallastre alla base della serie.

I caratteri interni sono stati studiati mediante sezioni seriate. Sulle due specie più abbondanti è stato condotto uno studio statistico della variabilità, prendendo in esame 320 esemplari di *Spiriferina fragilis* e 312 di *Anisactinella maurensis.* I dati ottenuti hanno permesso di verificare l'omogeneità delle popolazioni in esame.

La fauna è stata attribuita all'Anisico superiore per la presenza di *Spiriferina fragilis* e per la posizione stratigrafica, circa 70 m al di sotto di un livello a *Daonella taramellii* MOJS. del Buchenstein.

Summary. — This paper deals with the triassic Brachiopod fauna from Lucania (Southern Italy). The fossils studied have been collected from the site known as Pietra Maura (199 - II - NO, Marsico Nuovo) and belong to the Mt. Facito Formation (SCANDONE 1966-67).

The pertaining terrains are the lowest known portion of the calcareous-siliceous-marly sequence of Lucania, which extends from the middle Trias to the upper Jurassic and consist of a terrigenous member (silts, clays, etc.) and an organogenic one (algal reefs), which is intercalated in the former at different levels.

All Brachiopods come from the clays and marls of the low portion of the terrigenous member and have been found only in a rather small area. The peculiar composition of the rock and the weathering have brought the shells out from the matrix.

The Brachiopods here examined are about one thousand, in good condition

---

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

and belong to five species: *Anisactinella maurensis* n. sp., *Pentactinella scandonei* n. sp., *Spiriferina fragilis* SCHLOTH., *Retzia* cfr. *schwageri* BITTN., *Retzia* sp.. *Anisactinella* and *Spiriferina* are extremely numerous, whereas only about 40 specimens altogether belong to the other species.

Both *Anisactinella* and *Pentactinella*, which are provided with rather thick shells, are very well preserved; some *Spiriferina* and *Retzia*, on the contrary, appear to have undergone a slight deformation in a dorso-ventral direction.

The inner characters of these Brachiopods have been studied by means of seriate sections of some specimens; peels have been taken from the polished surfaces, then they have been photographed, and from the photographs drawings obtained. For the two most numerous species, variability was studied with statistical methods: 320 specimens of *Spiriferina fragilis* and 312 of *Anisactinella maurensis* were taken into consideration. The parameters considered are length, width and thickness and their ratios; width/length, thickness/length, thickness/width. Then the relations between length and width, length and thickness, width and thickness have been studied.

The equation of the straight line of regression has also been calculated. It is to be pointed out that both species appear to be fairly uniform and the relation between the different parameters is noteworthy.

Since the young individuals have been excluded, the frequency distribution of the adults is nearly normal. This allows us to consider that the variation among different individuals follows the accidental error distribution law.

The correlation degree of the characters is very high. With good approximation, the frequency distribution between the ratios of the cited characters for each single individual is also normal.

The *Anisactinella maurensis* n. sp. is a form which varies very little; the pedicle valve has a narrow sinus in its central part and three ribs of decreasing length on both sides; the third rib extends up to the cardinal zone and forms a sort of auricle; the brachial valve has a rib in the middle and two neat ribs on either side of it; also in this valve is a sort of auricle which continues the almost straight cardinal line. The ribs of the two valves are placed alternately and the frontal commissure forms a neatly marked zigzag device.

Apex is small and slightly projecting, foramen is round. Brachidium is spiralled with ends turned outside; each spiral consists of two parallel laminae of different thickness; the coils of each spiral are 7 to 9. Teeth are rather big and rounded.

A young specimen of 2,7 mm length, which has a brachidium consisting of crura alone, has been sliced. The shell texture is fibrous.

Pentactinella scandonei n. sp. is characterized by a medium size shell, uniformally convex, sometimes inaequilateral.

Sharp ribs origin from the umbos and coincide in the two valves; both ribs create in front a sort of spine: they vary from 6 to 16 in each valve. The umbo of the brachial valve is strong. The small oval foramen opens towards the cardinal line. Cardinal plate well developed, ventrally hollow, fused with the inner socket ridge.

Dental plates divergent; they bound the lateral rather large cavities. Wide dental cavity in which a large tooth is inserted. Denticula are present.

Small umbonal cavity of the brachial valve. Brachidium coiled and formed by a single lamella, which is wrapped forming at the most five spirae.

The *Spiriferina fragilis* has the typical ribbing, but it varies in shape from specimens larger in breadth to others larger in length. The variability which characterizes this species has already been pointed out by students in contemporary faunas from other regions.

Conclusions. — The only stratigraphically relevant species of this fauna is the *Spiriferina fragilis*. Its geographic distribution is very wide; it was found in the Alps, in the Dinarids, in Bosnia, Montenegro and Poland; its age corresponds to the Anisic-Ladinic, but it was also fouid in the upper Trias of New Zealand. The fauna has been attributed to upper Anisian for the presence of this species and the stratigraphic position, about 70 m below a level at *Daonella taramellii* Mojs.

It has been supposed that the studied area during the middle Triassic times was characterized by inter-reef lagoonal conditions, with shallow waters, as testified also by oscillation ripple-marks there present.

It seems likely that these Brachiopods found their optimal conditions in such a specialized environment, to which can be also related the clear oligotypic characters of the studied association.

Cenni geologici e studi sulla zona fossilifera.

I brachiopodi descritti in questo lavoro provengono dalla Formazione di Monte Facito (Scandone 1966; 1967) e sono stati raccolti in località Pietra Maura (199 - II - NO, Marsico Nuovo) in vicinanza della sezione tipo della formazione (fig. 1).

I terreni in questione costituiscono la parte più bassa nota della serie calcareo-silico-marnosa lucana che si estende dal Trias medio al Giurassico superiore, e constano di un membro terrigeno (argille, siltiti, arenarie e conglomerati) e di un membro organogeno (scogliere algali). Le scogliere sono intercalate nel membro terrigeno a varie altezze (fig. 2).

Riporto qui brevemente una descrizione della successione stratigrafica del membro terrigeno. Dal basso in alto si distinguono:

1) marne, marne argillose e argille per lo più giallastre con intercalazioni di arenarie con *ripple marks* da onda (m 50);

2) alternanze di siltiti, arenarie, marne, argilliti varicolori, conglomerati (130 m); a circa 60 m dalle soprastanti argilliti a *Daonella lommeli* è presente un livello argillitico a *D. taramellii* ed altre specie;

3) argilliti rosse a *Daonella lommeli* (4 m);

4) calcilutiti, marne e argilliti varicolori (6-7 m), superiormente si passa a calcari con liste e noduli di selce contenenti *Halobia*.

I brachiopodi provengono tutti dalle argille del livello 1 e sono presenti solo in uno spazio molto limitato. Ricerche fatte lungo lo stesso

Fig. 1. — Zona di rinvenimento dei fossili: Pietra Maura (199-II-NO, Marsico Nuovo).

livello, allontanandosi dalla Pietra Maura lungo i versanti orientale e sud-occidentale del M. Facito - M. dell'Arena, sono infatti risultate negative.

La fauna studiata viveva in un piccolo tratto di laguna tra scogliere, come si può dedurre sia dal tipo di sedimento che dalla presenza di ripple-marks da onda.

La fauna è tipicamente oligotipica, tutte le specie appartengono ad uno stesso ordine (*Spiriferida*) e sono tutte costate; anche questo fatto avvalora l'ipotesi che l'ambiente fosse molto particolare e la fauna molto specializzata.

Composizione della fauna e metodi di studio.

La fauna è composta da un migliaio di esemplari riferibili a cinque specie:

Anisactinella maurensis n. sp.;
Pentactinella scandonei n. sp.;
Spiriferina fragilis Schlotheim;
Retzia cfr. *schwageri* Bittner;
Retzia sp..

Le prime due sono abbondantissime, delle altre ho trovato una cinquantina di esemplari complessivamente. Data la natura della roccia, le conchiglie sono state rinvenute isolate a causa del disgregamento operato dagli agenti atmosferici.

L'*Anisactinella* possiede un guscio piuttosto spesso ed è sempre perfettamente conservata e così pure la *Pentactinella*; la *Spiriferina fragilis* è a volte schiacciata nel senso dorso-ventrale; le *Retzia*, fragili e piccolissime, sono quasi sempre deformate.

I caratteri interni dei brachiopodi sono stati studiati mediante sezioni seriate di alcuni esemplari; delle superfici pulite sono stati fatti « peels », questi sono stati fotografati e dalle fotografie sono stati tratti i disegni.

Per le due specie più abbondanti si è potuta studiare la variabilità con i metodi statistici; della *Anisactinella maurensis* sono stati studiati 312 esemplari e della *Spiriferina fragilis* 320.

CONCLUSIONI.

L'unica specie stratigraficamente significativa di questa fauna è la *Spiriferina fragilis* SCHLOTH. La sua distribuzione areale è molto ampia: è stata infatti rinvenuta nelle Alpi, nelle Dinaridi, in Bosnia, in Montenegro, in Polonia; l'età è Anisico-Ladinico.

Nella serie di M. Facito circa 70 m al di sopra del livello a Brachiopodi c'è un livello marnoso ricco di Daonelle (fra cui *D. taramellii*), la cui associazione indica un'età equivalente a quella degli strati del Buchenstein (DE CAPOA BONARDI 1968); circa 60 m al di sopra di questo è presente un livello a *Daonella lommeli* del Wengen (SCANDONE - DE CAPOA 1966). Ritengo quindi che la fauna studiata possa attribuirsi all'Anisico superiore.

DESCRIZIONI PALEONTOLOGICHE.

Ordine	SPIRIFERIDA
Sottordine	ATHYRIDIDINA
Superfamiglia	ATHYRIDACEA
Famiglia	ATHYRIDIDAE
Sottofamiglia	DIPLOSPIRELLINAE

Genere **Anisactinella** BITTNER 1890.

Specie-tipo *Terebratula quadriplecta* MÜNSTER, 1841.

Nel 1890 BITTNER suddivide le Spirigere in forme a spira semplice e forme a doppio nastro spirale; tra queste ultime distingue dalle Euractinelle il gruppo delle Anisactinelle caratterizzate dall'avere coste alternanti, area ben delimitata e pseudodeltidio elevato, e vi attribuisce *Spirigera quadriplecta* MÜNSTER e *S. venetiana* BITTNER.

Nel 1895 SALOMON istituisce il sottogenere *Didymospira* ed a questo attribuisce *S.* (*D.*) *quadriplecta*, *S.* (*D.*) *venetiana* e le due nuove specie *S.* (*D.*) *stoppanii* e *S.* (*D.*) *undata*.

Nel 1902 BITTNER riconosce al suo gruppo *Anisactinella* del 1890 il valore di sottogenere e ad esso attribuisce: *S.* (*A.*) *quadriplecta*, *S.* (*A.*) *venetiana* e la nuova specie *S.* (*A.*) *matutina*, non tenendo conto del lavoro di SALOMON del 1895.







Fig. 2. — La Pietra Maura: s = scogliere; a = argille.

Nel 1904 Philipp trasforma in genere il sottogenere *Didymospira* di Salomon distinguendovi come sottogenere *Anisactinella* Bittner e vi attribuisce tutte le specie fin ora citate e tre nuove specie: *D.* (*A.*) *salomoni*, *D.* (*A.*) *octo-plicata* e *D.* (*A.*) *pachygaster.*

Nel 1920 Diener nel *Fossilium Catalogus* riconosce la suddivisione di Bittner del 1890 del genere *Spirigera* nei due gruppi che denomina delle Asplospire e delle Diplospire, attribuendo a quest'ultimo l'unico sottogenere *Didymospira* Salomon a sua volta diviso in « sectio » tra cui *Anisactinella*; a questa « sectio » attribuisce tutte le specie fin qui citate.

Nel 1965 il trattato sui brachiopodi di Moore, considera tutti i gruppi di Bittner 1890 come generi.

Anisactinella maurensis n. sp.

(Tav. I, figg. 1-6; Tav. II. figg. 1-7)

1967 *Anisactinella* cfr. *stoppanii* Salomon - Taddei Ruggiero in Scandone, p. 20, tav. 1, fig. 6.

Materiale. La specie è stata istituita su più di 500 esemplari, 312 dei quali, interi ed in perfette condizioni, sono stati studiati con metodi statistici.

Olotipo. Esemplare No. 272; tav. I, fig. 3 a, b, c, d.

Derivatio nominis. Dalla località di provenienza la cui fauna è caratterizzata da questa specie.

Locus typicus. Pietra Maura.

Collocazione. Museo dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli, collezione Taddei, PM. 1-313.

Diagnosi. Conchiglia di medie dimensioni, uniformemente biconvessa. Piccola valva con cinque coste e grande valva con sei alternantisi regolarmente con quelle della piccola valva.

Le estremità cardinali delle coste esterne formano ai lati dell'umbone una specie di espansioni alari simili ad orecchiette.

Descrizione.

Caratteri esterni. La grande valva ha nella parte mediana uno stretto seno e da ciascuna parte di esso tre coste di altezza decrescente. La piccola valva possiede una costa mediana e da ciascun lato di questa,

due coste ben nette; le coste nelle due valve si alternano e la commessura frontale è fortemente a zig-zag. La linea cardinale è pressocchè rettilinea; l'apice è piccolo e dritto; il *foramen* è rotondo (fig. 3); l'area è piccola, triangolare, ben delimitata.

Caratteri interni. Piastra cardinale ben sviluppata, concava ventralmente, fusa con i margini interni delle fossette (fig. 4). Cavità dentale a sezione triangolare in cui si inserisce il dente grosso e arrotondato (tav. II, fig. 7). Lamelle dentali divergenti, sottilissime, che delimitano

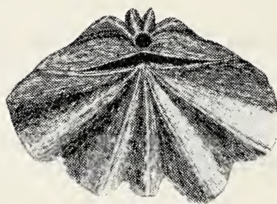


Fig. 3. — *Anisactinella maurensis* n. sp.; il disegno mette in evidenza il foramen rotondo e l'area stretta e triangolare.

una esigua cavità laterale. Le crura iniziano dalla piastra cardinale a 2 mm dall'umbone e arrivano a 2,18 mm, a questo punto inizia il brachidio spiralato; esso è formato da due lamelle, una principale, più spessa, all'interno, ed una secondaria all'esterno; la distanza tra le due lamelle è maggiore nella zona periferica delle valve che non in quella centrale; la spira a circa 5,30 mm dall'umbone, si addossa alla parete del guscio lasciando all'interno un'ampia cavità del tutto libera; gli anfratti raggiungono al massimo il numero di dieci per ciascun cono spirale; a 5,39 mm dall'umbone, c'è il giogo, piuttosto grosso, concavo verso la piccola valva; la spira raggiunge la fronte della conchiglia.

Sono stati sezionati anche alcuni individui giovani (fig. 5): il brachidio è formato dalle sole crura.

D i m e n s i o n i d e l l ' o l o t i p o : lungh. 12,5 mm; largh. 12,4 mm; spess. 8,5 mm.

C o n f r o n t i. *Anisactinella stoppanii* (SALOMON) si discosta dalla specie in esame per essere molto variabile nella forma, nelle dimensioni e nel numero delle coste, per avere le coste meno rilevate, la linea cardinale più corta e arcuata, la costa mediana della piccola valva più debole; per la presenza di un seno e di un lobo, di solito larghi e costati, ma nel-

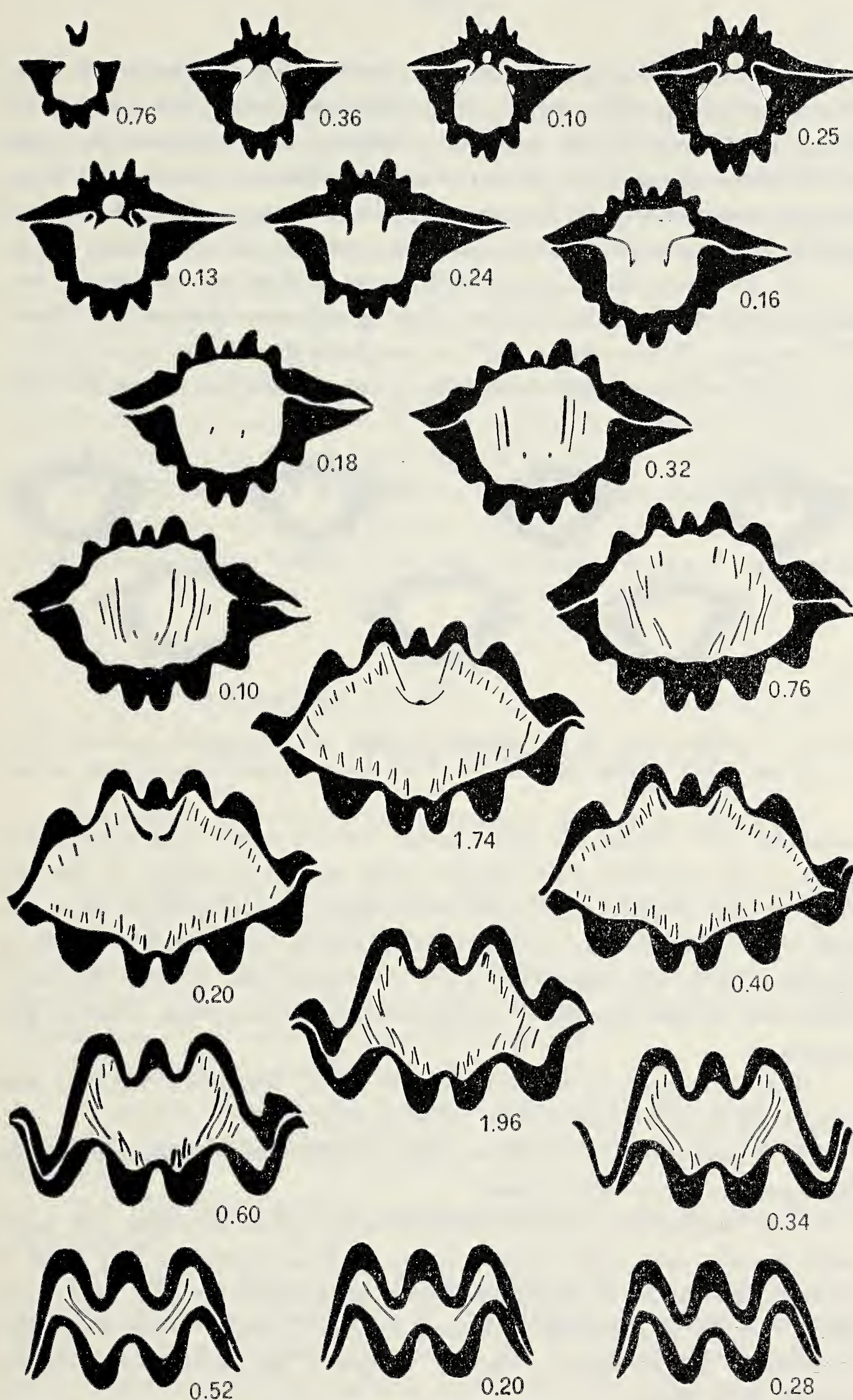


Fig. 4. — 20 sezioni seriate di *Anisactinella maurensis* n. sp. × 4. Le distanze parziali sono in mm.

le forme più piccole appena accennati, per l'apice leggermente più ricurvo e per il *foramen* più piccolo. In un primo momento (SCANDONE 1967) avevo determinato i miei esemplari come *A.* cfr. *stoppanii*, ma dopo aver studiato gli esemplari di SALOMON, gentilmente inviatimi dal Bayerisce Staatssammlung di Monaco di Baviera, in base alle differenze su elencate, mi sono convinta di essere in presenza di una nuova specie.

Le tre specie di *Anisactinella* istituite da PHILIPP (1904) sul materiale della Marmolada mi sono state gentilmente inviate dal Museo di Geologia e Paleontologia dell'Università di Heidelberg.

La *A. salomonii* differisce dalla *A. maurensis* per il numero delle



Fig. 5. — Sezioni seriate di un esemplare giovane di *Anisactinella maurensis* n. sp. Il brachidio è limitato alle crura. × 7. Le distanze parziali sono espresse in mm.

coste che sono sempre sei nella grande valva e sette nella piccola, per avere il solco mediano della grande valva appena accennato, le due penultime coste esterne molto più grandi delle altre, l'umbone della piccola valva più rilevato e quello della grande più incurvato, per la mancanza delle due espansioni alari al cardine, per il fatto che sia i solchi che le coste divergono maggiormente; nel complesso è anche più globosa.

L'*A. octoplicata* è del tutto simile all'*A. solomonii*, ma con otto coste nella grande valva e nove nella piccola.

L'*A. pachygaster* è anch'essa molto simile alla *A. salomonii*, se ne distingue per essere più globosa.

L'*A. matutina* BITTNER differisce dalla specie in esame per avere nella grande valva solo quattro coste, la linea cardinale più corta e arcuata, mancando le espansioni nella zona cardinale. Le coste sono meno rilevate, le dimensioni minori. Anche di questa specie ho potuto confrontare gli esemplari originali inviatimi dal Geologische Bundesanstalt di Vienna.

L'*A. quadriplecta* (MÜNSTER) è molto variabile per il contorno e

per la profondità delle coste, tanto che BITTNER (1890) ne distinse quattro varietà, tutte hanno però solo quattro coste nella grande valva, uno spessore minore, la larghezza massima della conchiglia quasi alla fronte, la linea cardinale più corta e curva. I caratteri interni invece, che ho potuto sommariamente osservare su di un esemplare sezionato dallo stesso BITTNER e inviatomi dal Geologische Bundesanstalt di Vienna, sembrano, per quanto è possibile vedere, molto simili.

Si discostano nettamente dalla nuova specie le altre due specie appartenenti a questo genere:

A. venetiana BITTNER ha quattro coste nella grande e cinque nella piccola valva meno rilevate e la linea cardinale più corta e curva.

A. undata (SALOMON) ha un seno nella grande e un lobo nella piccola valva; il seno della grande valva è delimitato da due coste piuttosto forti che sono le uniche che arrivano alla fronte; ad esse corrispondono nella piccola valva i solchi ai lati del lobo mediano. La linea cardinale è più corta.

Sottofamiglia INCERTA

Genere **Pentactinella** BITTNER 1890.

Specie-tipo *Terebratula quinquecostata* MÜNSTER, 1841.

Nel 1890 BITTNER, come è stato già ricordato per il genere *Anisactinella*, divide le Spirigere in forme a spira semplice e forme a doppio nastro spirale; le prime vengono ancora suddivise in due tipi: forme lisce (Spirigera) e forme costate (Plicigera). Le forme costate sono a loro volta suddivise in tre gruppi:

Tetractinella, *Pentactinella* e *Anomactinella*.

Al gruppo *Pentactinella* vengono attribuite le due specie già conosciute: *Spirigera quinquecostata* (MÜNSTER) e *Sp. multicostata* KLIPSTEIN.

Nel 1920 DIENER nel *Fossilium Catalogus* segue la classificazione di BITTNER.

Nel 1965 il Trattato sui Brachiopodi di MOORE considera anche questi gruppi come generi e dà di *Pentactinella* la seguente diagnosi: plicata, guscio biconvesso, con pieghe che si corrispondono nelle due valve, parte mediana di ciascuna valva con una piega piuttosto che con un solco. Interno sconosciuto.

Pentactinella scandonei n. sp.

(Tav. III, figg. 1-7; Tav. IV, figg. 1-6)

1967 *Pentactinella* cfr. *multicostata* KLIPSTEIN - TADDEI RUGGIERO in SCANDONE, p. 20, Tav. 1, figg. 1-3.

Materiale. Circa 40 esemplari di cui 29 perfettamente conservati.

Olotipo. Esemplare no. 720; tav. III, fig. 3.

Derivatio nominis. La nuova specie è dedicata al dott. Paolo Scandone.

Locus tipicus. Pietra Maura.

Collocazione. Museo dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli, collezione Taddei PM. 662-694; 720-271.

Diagnosi. Conchiglia di medie dimensioni, uniformemente convessa, a volte inequilaterale. Le coste acute iniziano dagli umboni e si corrispondono nelle due valve, formando alla fronte ciascuna coppia una specie di spina; variano da 6 a 16 in ciascuna valva. L'umbone della piccola valva è robusto.

Descrizione.

Caratteri esterni. Le due valve sono ugualmente convesse; il numero delle coste è uguale nelle due valve ed esse si corrispondono perfettamente. Ogni valva può avere da 6 a 16 coste di cui le principali sono sempre 6 e le secondarie sorgono in mezzo a queste a distanza variabile dall'apice. Le coste che sorgono per prime derivano solitamente dalle due coste principali mediane. Le coste incontrandosi alla fronte si prolungano oltre la linea di commessura formando degli archi rilevati. Le coste sono spesso nodulari. La commessura è dritta. La linea cardinale è corta e arcuata; l'apice è piccolo e dritto nelle forme con poche coste, diventa più grosso e ripiegato sulla piccola valva nelle forme con maggior numero di coste. L'umbone della piccola valva è sempre piuttosto elevato. Il *foramen* è molto piccolo, ovale e aperto verso la linea cardinale. Area completamente ricoperta dagli umboni delle due valve.

Caratteri interni. Piastra cardinale ben sviluppata, concava ventralmente, fusa con i margini interni delle fossette (fig. 6). Cavità

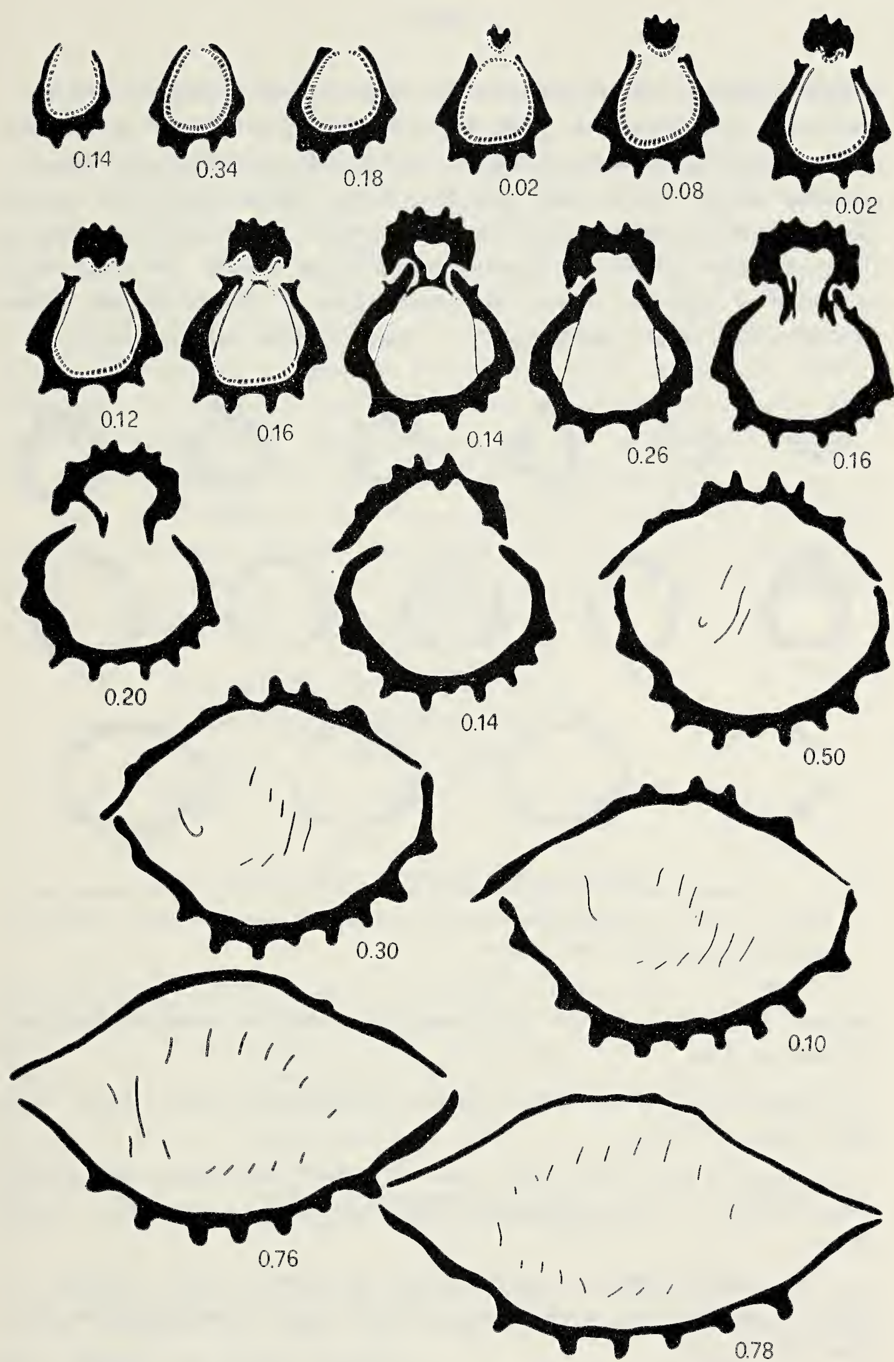


Fig. 6. — 18 sezioni seriate di *Pentactinella scandonei* n. sp. × 6. Nelle prime otto sezioni lo strato più interno del guscio è indicato col tratteggio bianco. Esemplare adulto con 15 coste.

dentale ampia in cui si inserisce un grosso dente. *Denticula* ben pronunziati; margine interno delle fossette prolungato in una spina. Lamelle dentali leggermente divergenti che delimitano delle cavità laterali piuttosto ampie. Nella zona apicale c'è un doppio strato nel guscio (fig. 6 prime 8 sezioni). Cavità umbonale della valva brachiale piccola. Il brachidio è spiralato e formato da un'unica lamella che si avvolge formando al massimo 5 spire da ciascun lato. È stato sezionato anche un individuo con sei coste (fig. 7): i caratteri della zona cardinale sono



Fig. 7. — 15 sezioni seriate di *Pentactinella scandonei* n. sp. × 6. Nelle prime cinque figure lo strato più interno del guscio è indicato col tratteggio bianco. Esemplare probabilmente giovane con 6 coste.

costanti, il brachidio invece è più semplice, avendo al massimo due spire da ciascun lato.

Dimensioni dell'olotipo: lungh. 18,8 mm; largh. 12,5 mm; spess. 7,0 mm.

Confronti. Due sole sono le specie conosciute del genere *Pentactinella*: *P. quinquecostata* (Münster) e *P. multicostata* (Klipstein).

Ho potuto osservare gli originali di queste specie descritti da Laube e da Bittner, gentilmente inviatimi dal Naturhistorisches Museum di Vienna.

Della *P. quinquecostata* ho studiato tre esemplari originali di cui uno deformato. Le coste sono sempre 5, ma il contorno, lo spessore, la forma del guscio è variabile (tav. IV, figg. 11, 12, 13).

Questa specie differisce dalla nuova specie per il numero delle coste, e per il fatto che queste sono più grosse e arrotondate.

Della *P. multicostata* ho studiato cinque esemplari originali e la loro enorme variabilità mi ha lasciata perplessa. Diverse sono le dimensioni, la forma, lo spessore, la forma dell'umbone, il numero delle coste ed il loro aspetto: da coste acute con spazi intercostali larghi a coste piatte e larghe con spazi intercostali stretti (tav. IV, figg. 7, 8, 9, 10).

Essendo pochissimi esemplari è impossibile effettuare sezioni seriate per studiarne i caratteri interni. Gli unici legami tra queste forme sono rappresentati dalle coste che si corrispondono nelle due valve e dal fatto che le coste principali, cioè che partono dall'umbone, sono sempre cinque. Tutte provengono da S. Cassiano.

La n. sp. si distingue da *P. multicostata* per avere o solo sei coste, o sei coste principali; le coste più rilevate e più acute, che si prolungano oltre la linea cardinale con una spina più pronunziata; per avere il *foramen* oblungo e aperto verso la piccola valva.

Sottordine SPIRIFERIDINA
Superfamiglia SPIRIFERINACEA
Famiglia SPIRIFERINIDAE
Genere *Spiriferina* D'ORBIGNY 1847.

Spiriferina fragilis SCHLOTHEIM

(Tav. V, figg. 1-8; Tav. VI, figg. 1-3)

1814 *Terabratula fragilis* SCHLOTHEIM, in Leonhards Taschenbuch, tav. 2, fig. 4
1920 *Spiriferina fragilis* DIENER, p. 46, cum syn. (1)
1934 » » KIRCHNER, p. 94, tav. 2, figg. 7-9.
1958 » » SACCHI VIALLI & VAI, p. 46, tav. 4, figg. 1-5.
1958 » » *depressa* SACCHI VIALLI & VAI, pag. 46, tav. 4, figg. 6-10.
1960 » » SENKOWICZOWA, p. 245.
1962 » » HERAK, p. 304.
1967 » » CASATI & GNACCOLINI, p. 124 e 138, tav. 11, figg. 9-10.
1967 » » SPECIALE, p. 1088, tav. 79, fig. 5.

Materiale. La popolazione in esame è rappresentata da più di 600 esemplari dei quali 320 interi ed in buone condizioni, sono stati studiati con metodi statistici.

(1) Per le citazioni precedenti al 1920 si rimanda al *Fossilium Catalogus*.

D e s c r i z i o n e.

Caratteri esterni. Conchiglia di medie dimensioni con valve uniformemente convesse. La larghezza massima della conchiglia si ha a volte in corrispondenza della linea cardinale, ma più frequentemente nella parte mediana delle valve. La grande valva ha nella parte mediana un seno e da ciascuna parte di esso 5-6 coste gradatamente più deboli. Le coste nelle due valve sono alternate. La linea cardinale è dritta e piuttosto lunga. *Foramen* grande e triangolare parzialmente ridotto da placchette deltidiali discrete (fig. 8). Area da cataclina a proclina, triangolare, delimitata dagli spigoli dell'umbone arrotondati. Apice di medie dimensioni.

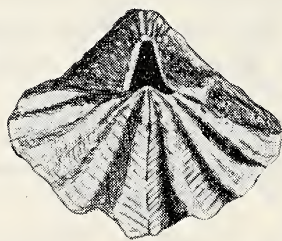


Fig. 8. — *Spiriferina fragilis* SCHLOTH. Il disegno mette in evidenza il *foramen* triangolare e le placchette deltidiali.

Caratteri interni. Processo cardinale suddiviso in una decina di lamelle verticali (fig. 9). Denti di piccole dimensioni, arrotondati; margine interno della fossetta dentale piuttosto sviluppato. Il setto mediano della grande valva, ben sviluppato, termina a 4,58 mm dall'umbone; le piastre dentali corte e divergenti terminano a mm 1,62 dall'umbone (fig. 10); sia il setto che le piastre sono sottili. Mancano ispessimenti secondari. Il brachidio è formato da due spirali ellissoidiche composte da una sola lamella, raggiunge la fronte della conchiglia, ed è composto da 7-8 anfratti.

C o n f r o n t i.

Nel 1958 la Prof. SACCHI VIALLI e la Dott. VAI istituirono una nuova sottospecie *Sp. fragilis depressa*, che si trova associata alla specie tipica ma se ne discosta per essere più piccola, con umbone acuto e non

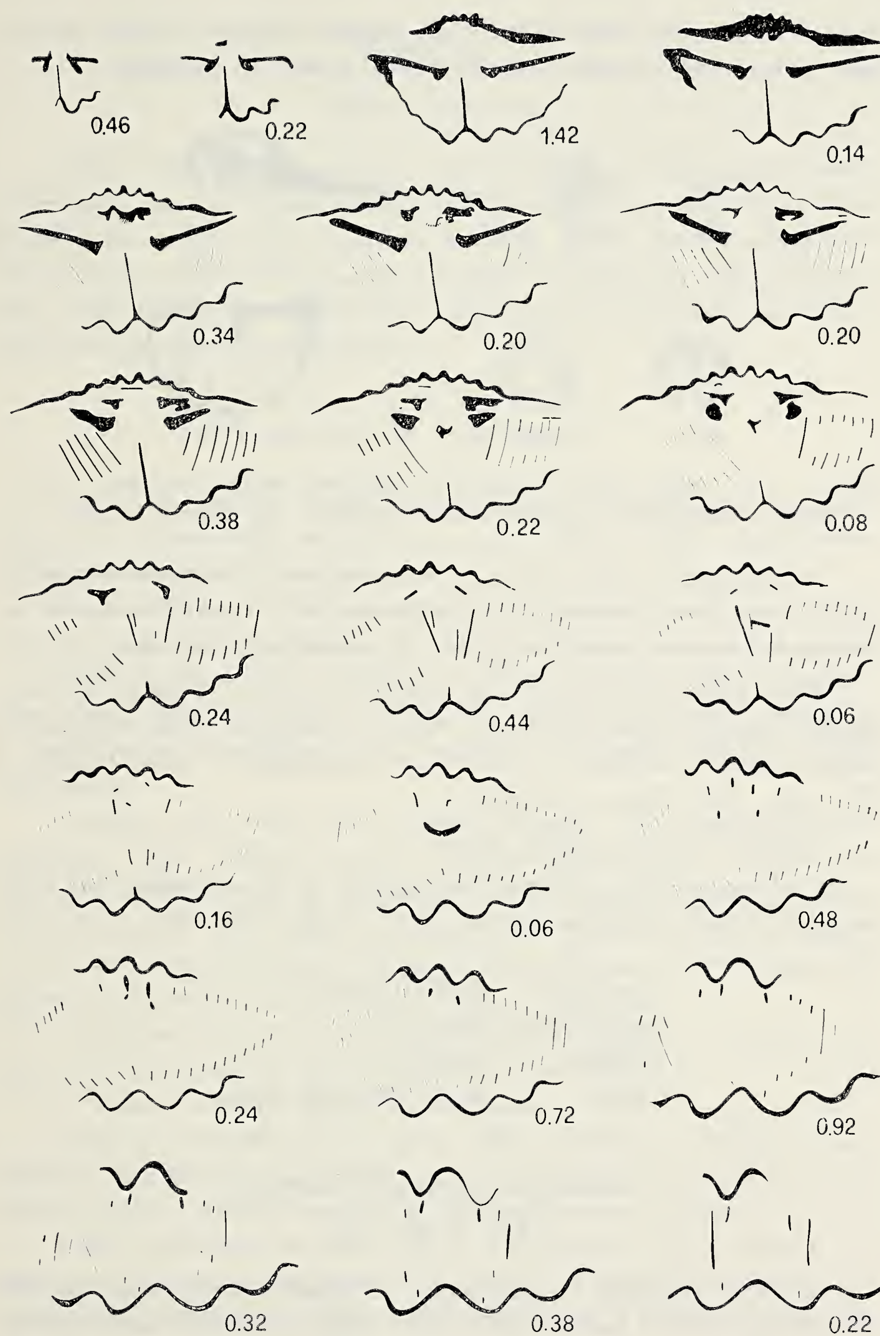


Fig. 9. — 22 sezioni seriate di *Spiriferina fragilis* SCHLOTH. × 2. Le distanze parziali sono espresse in mm.

ricurvo e margine semicircolare; gli Autori distinsero queste forme dalla specie tipica perchè non rinvennero termini di passaggio.



Fig. 10. — 5 sezioni seriate dell'apice di *Spiriferina fragilis* SCHLOTH. × 5 ca. L'apice è tipicamente tripartito. Le distanze parziali sono espresse in mm.

Il ritrovamento nella fauna in esame di tutti i termini di passaggio mi hanno fatto ritenere, in accordo con la Prof. SACCHI VIALLI, che la sottospecie *depressa* rientri nei limiti di variabilità della specie.

Età e distribuzione della specie. Anisico di Germania, Dinaridi, Bosnia, Polonia; Anisico e Ladinico delle Alpi meridionali e della Lombardia; Ladinico del Montenegro e della Dalmazia; Trias sup. della Nuova Caledonia.

Provenienza. Pietra Maura.

Collocazione. Museo dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli. Collezione Taddei, PM. 314-661; 706-719.

Sottordine RETZIIDINA
Superfamiglia RETZIACEA
Famiglia RETZIIDAE
Genere *Retzia* WAAGEN 1883

Retzia cfr. schwageri BITTNER

(Tav. II, figg. 10)

Un solo esemplare appartenente al genere *Retzia* somiglia alla *R. schwageri* per il numero delle coste (sei) e l'umbone relativamente poco elevato; ma per il cattivo stato di conservazione non è possibile una determinazione più precisa. PM. 695.

Retzia sp.

(Tav. II, figg. 8, 9)

Nella fauna studiata vi sono 10 esemplari di *Retzia* di piccole dimensioni, con il guscio ornato di 7-8 coste, con l'umbone della grande valva molto acuto e prominente sulla piccola valva; somigliano alla *R. lyrata* (Münster), ma per le cattive condizioni di fossilizzazione, sono infatti quasi tutti schiacciati e deformati, non è possibile una determinazione più sicura. PM. 696-705.

APPENDICE STATISTICA.

Sono stati applicati metodi statistici ad un campione della popolazione di *Anisactinella maurensis* n. sp. e ad uno della popolazione di *Spiriferina fragilis* Schloth.

L'ipotesi fatta è che entrambe le popolazioni esaminate siano omogenee nel senso che ciascuna di esse appartenga ad una stessa specie.

L'ipotesi può essere controllata mediante lo studio della distribuzione degli individui rispetto ai singoli caratteri ed ancora mediante lo studio della correlazione fra i caratteri dei singoli individui nella popolazione.

Essendo stati esclusi gli individui giovani, la distribuzione di frequenza degli individui adulti è approssimativamente normale, la qual cosa fa ritenere che le variazioni fra gli individui seguano la legge di distribuzione degli errori accidentali per ciascun carattere. Inoltre è con buona approssimazione normale la distribuzione di frequenza dei rapporti dei suddetti caratteri, per ciascun individuo.

I caratteri studiati sono: lunghezza X, larghezza Y, spessore Z (fig. 11) e gli indici di questi caratteri Y/X, Z/X, Z/Y.

Le misure sono in decimi di millimetro.

Tutti gli esemplari provengono dalla medesima località, sono inglobati nei medesimi sedimenti e, considerando i modi di vita dei brachiopodi, è possibile pensare che formassero una biocenosi.

Dalla popolazione in esame sono stati eliminati gli esemplari deformati e i giovani, considerati tali quelli di lunghezza inferiore a 3 mm. Per determinare questa misura limite si è sezionato un certo numero di esemplari e si è notato che per le lunghezze minori di 3 mm il brachidio è formato dalle sole crura (fig. 5).

È stato molto difficile determinare questa misura limite e non è detto che anche esemplari di lunghezza maggiore di 3 mm abbiano il brachidio completo; questo per l'impossibilità di sezionare un numero ancora maggiore di esemplari.

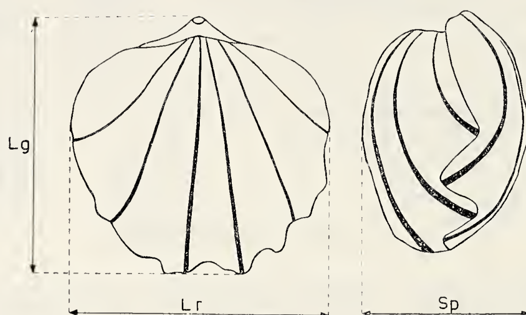


Fig. 11. — Parametri considerati nello studio statistico. Lg = Lunghezza = X; Lr = Larghezza = Y; Sp. = Spessore = Z.

In definitiva è stata presa in esame la quasi totalità della popolazione, essendo gli individui di lunghezza minore di 3 mm appena il 3% per ciascuna specie.

Anisactinella maurensis n. sp.

Sono stati presi in esame 312 esemplari. I dati relativi ai caratteri considerati sono stati raggruppati in classi di 1 mm di ampiezza (Tabb. II, III, IV); quelli relativi agli indici, in classi di 0,3 (Tab. V).

Gli istogrammi della distribuzione di frequenza della lunghezza (fig. 12), della larghezza (fig. 13), dello spessore (fig. 14), e di Y/X (fig. 15), di Z/X (fig. 16) e di Z/Y (fig. 17) non si discostano in maniera significativa dalla curva normale (Tab. I).

È stata studiata anche la correlazione tra i caratteri considerati e cioè lunghezza e larghezza, lunghezza e spessore, larghezza e spessore (Tab. II, III, IV, VI), che è, per ogni coppia, molto forte.

Per conoscere poi l'accrescimento relativo dei vari caratteri sono state determinate le rette di regressione della Y rispetto alla X (fig. 18) e della Z rispetto alla X (fig. 19) con il metodo dei minimi quadrati. È stata scelta come variabile indipendente la lunghezza.

La regressione è con buona approssimazione rettilinea.

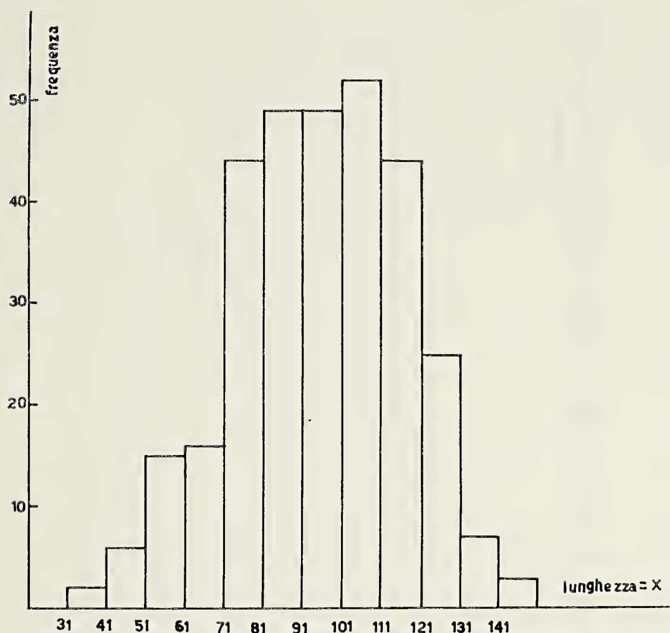


Fig. 12. — Istogramma della distribuzione di frequenza della lunghezza X di *Anisactinella maurensis.*

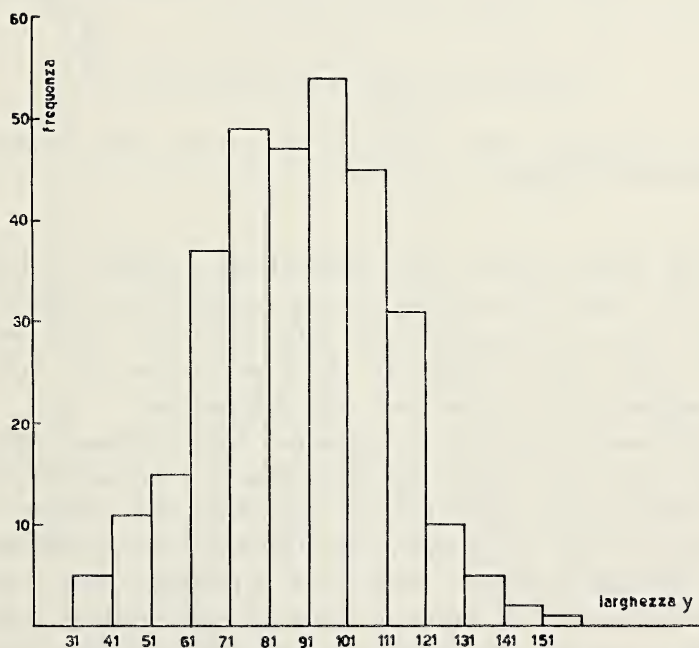


Fig. 13. — Istogramma della distribuzione di frequenza della larghezza Y di *Anisactinella maurensis.*

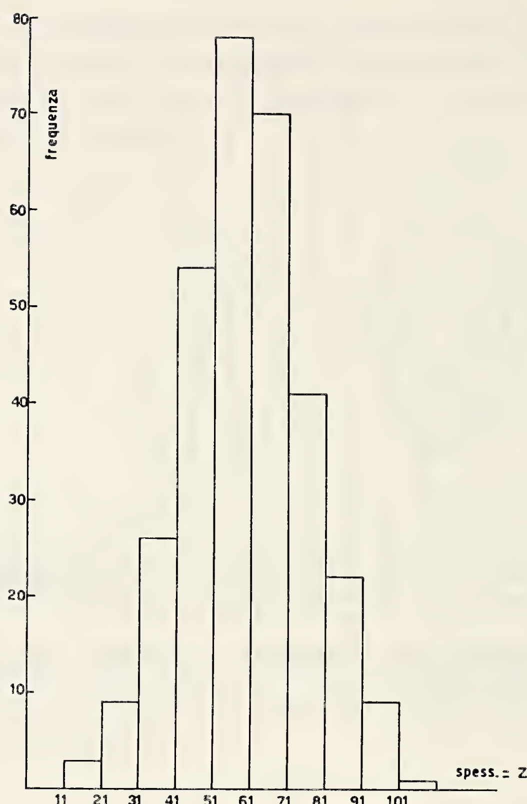


Fig. 14. — Istogramma della distribuzione di frequenza dello spessore Z di *Anisactinella maurensis*.

È da notare che sono stati eliminati gli individui di lunghezza minore di 3 mm e che quindi si sono considerati solo gli individui « adulti » ma non necessariamente della stessa età. Come indice di questa è stata scelta la lunghezza, che è un carattere che varia abbastanza regolarmente e risente poco della deformazione.

Dallo studio della retta di regressione della larghezza rispetto alla lunghezza (fig. 18) si deduce che l'accrescimento è pressocchè isometrico (coeff. 0,95), mentre dalla retta di regressione dello spessore rispetto alla lunghezza (fig. 19) si osserva che l'accrescimento ha allometria negativa, che cioè lo spessore cresce meno rapidamente della lunghezza.

Richiamandomi al lavoro di Emiliani 1950, ritengo opportuno dare qui di seguito una tabella espositiva delle grandezze descrittive

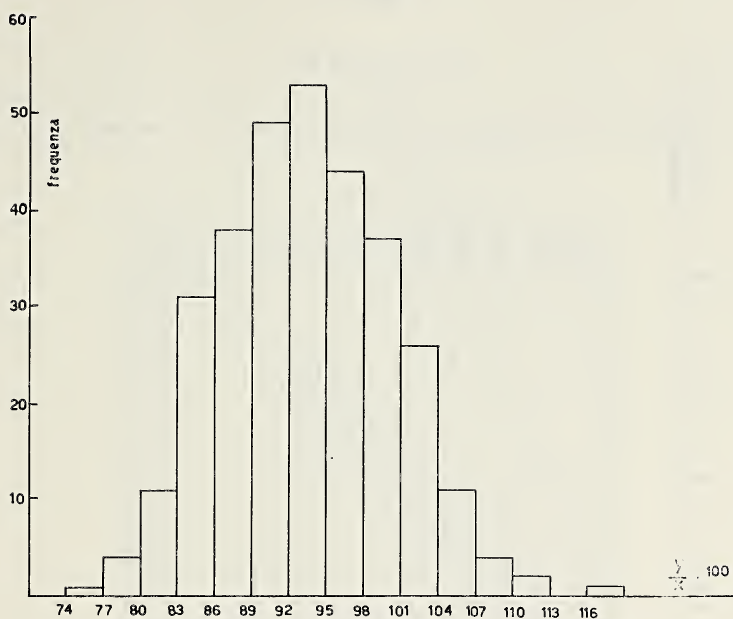


Fig. 15. — Istogramma della distribuzione di frequenza del rapporto tra larghezza e lunghezza Y/X di *Anisactinella maurensis.*

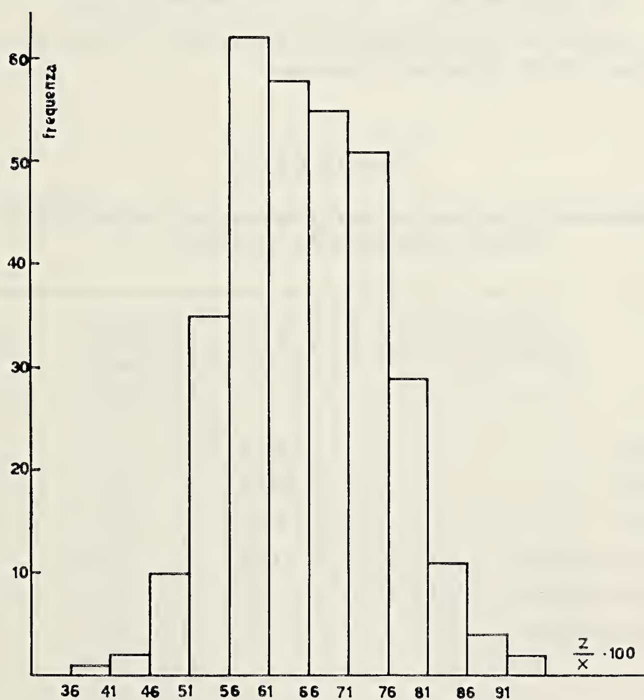


Fig. 16. — Istogramma della distribuzione di frequenza del rapporto tra spessore e lunghezza Z/X di *Anisactinella maurensis.*

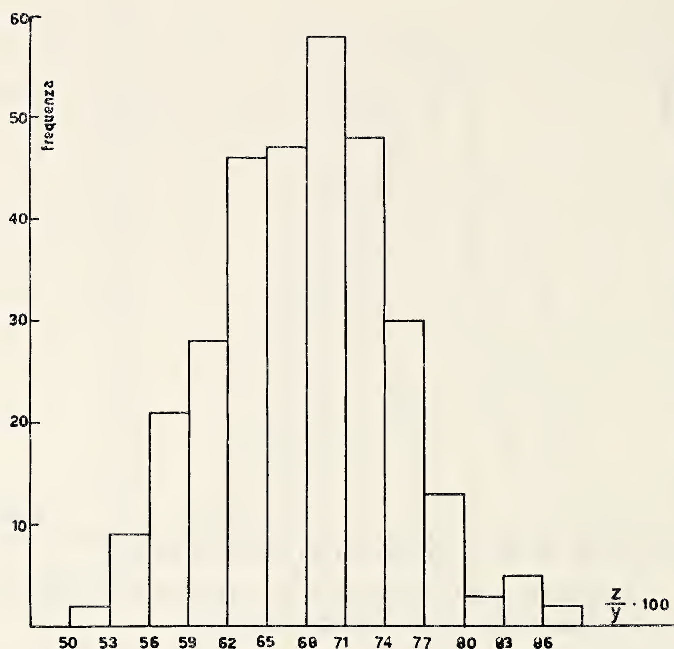


Fig. 17. — Istogramma della distribuzione di frequenza del rapporto tra spessore e larghezza Z/Y di *Anisactinella maurensis.*

TABELLA I

Valori di adattamento delle distribuzioni di frequenza dei caratteri indicati alla curva normale di *Anisactinella maurensis* n. sp.

Caratteri	χ^2	Gradi di libertà	Significativo
Lunghezza	7,36	9	no
Larghezza	5,77	10	no
Spessore	1,09	7	no
Larghezza/Lunghezza	6,68	12	no
Spessore/Lunghezza	7,66	9	no
Spessore/Larghezza	5,34	10	no

TABELLA II

Tabella di correlazione dei valori di lunghezza e larghezza di *Anisactinella maurensis* n. sp. - f = frequenza.

y \ x	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100	101-110	111-120	121-130	131-140	141-150	fy
31-40	2	3											5
41-50		3	8										11
51-60			7	6	2								15
61-70				9	23	5							37
71-80				1	16	25	7						49
81-90					3	18	18	7	1				47
91-100						1	22	21	9	1			54
101-110							2	20	16	7			45
111-120								4	15	10	2		31
121-130									3	5	2		10
131-140										2	2	1	5
141-150											1	1	2
151-160												1	1
fx	2	6	15	16	44	49	49	52	44	25	7	3	312

TABELLA III

Tabella di correlazione dei valori di lunghezza e spessore di *Anisactinella maurensis* n. sp. - f = frequenza

z \ x	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100	101-110	111-120	121-130	131-140	141-150	fz
11-20	2	1											3
21-30		3	6										9
31-40		2	9	8	6								25
41-50				8	33	12	1						54
51-60					5	35	25	9	4				78
61-70						2	23	31	10	4			70
71-80								12	20	9			41
81-90									10	10	2		22
91-100										2	5	2	9
101-110												1	1
fx	2	6	15	16	44	49	49	52	44	25	7	3	312

TABELLA IV

Tabella di correlazione dei valori di larghezza e spessore di *Anisactinella maurensis* n. sp. - f = frequenza.

z \ y	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100	101-110	111-120	121-130	131-140	141-150	151-160	f_z
11-20	3													3
21-30	2	5	2											9
31-40		6	11	7	1									25
41-50			2	26	19	7								54
51-60				4	27	27	14	3	3					78
61-70					2	11	30	20	7					70
71-80						2	9	17	11	2				41
81-90							1	4	10	6	1			22
91-100								1		2	4	2		9
101-110													1	1
f_y	5	11	15	37	49	47	54	45	31	10	5	2	1	312

TABELLA V

Distribuzione di frequenza dei rapporti larghezza/lunghezza (Y/X), spessore/lunghezza (Z/X) e spessore/larghezza (Z/Y) di *Anisactinella maurensis n.* sp. - f = frequenza.

Y/X		Z/X		Z/Y	
Classi	f	Classi	f	Classi	f
74 - 76	1	44 - 46	1	50 - 52	2
77 - 79	4	47 - 49	4	53 - 55	9
80 - 82	11	50 - 52	11	56 - 58	21
83 - 85	31	53 - 55	26	59 - 61	28
86 - 88	38	56 - 58	29	62 - 64	46
89 - 91	49	59 - 61	55	65 - 67	47
92 - 94	53	62 - 64	73	68 - 70	58
95 - 97	44	65 - 67	57	71 - 73	48
98 - 100	37	68 - 70	31	74 - 76	30
101 - 103	26	71 - 73	20	77 - 79	13
104 - 106	11	74 - 76	4	80 - 82	3
107 - 109	4	77 - 79	1	83 - 85	5
110 - 112	2			86 - 88	2
113 - 115	0				
116 - 118	1				

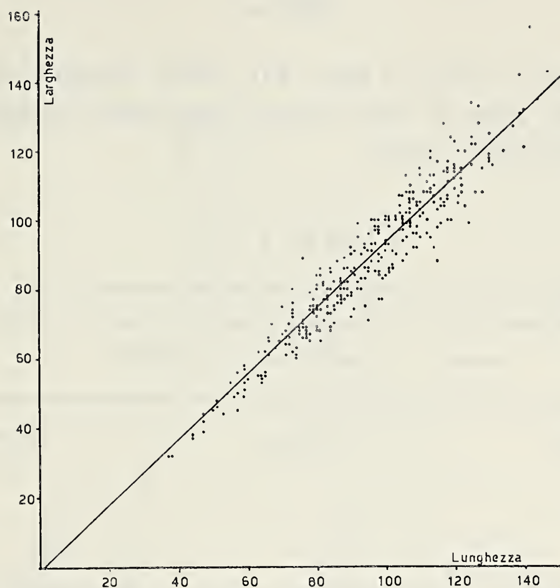


Fig. 18. — Relazione tra larghezza e lunghezza di *Anisactinella maurensis.*

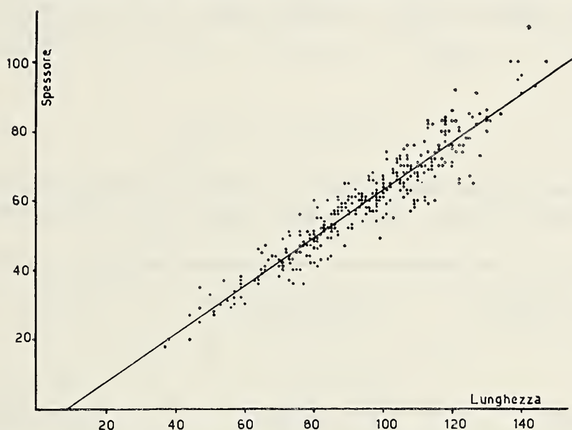


Fig. 19. — Relazione tra spessore e lunghezza di *Anisactinella maurensis.*

TABELLA VI

Studio dei caratteri di *Anisactinella maurensis* n. sp. nella loro interrelazione. r = coefficiente di correlazione; σ_b = errore del coefficiente delle equazioni di regressione.

Y rispetto a X	Z rispetto a X	Z rispetto a Y
$r_{xy} = 0{,}939$ $Y = 0{,}95\,X — 1{,}27$ $\sigma_{byx} = 0{,}019$	$r_{xz} = 0{,}925$ $Z = 0{,}69\,X — 6{,}06$ $\sigma_{bzx} = 0{,}016$	$r_{yz} = 0{,}902$

della popolazione in esame (Tabb. VII, VIII), utilizzate dal suddetto Autore; ciò allo scopo di utili confronti con risultati analoghi ottenuti in ricerche già fatte o future.

TABELLA VII

Risultati finali dello studio dei caratteri di *Anisactinella maurensis* n. sp. - i = intervallo di classe; f = frequenza; $\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z}$ = medie; $\sigma_{\bar{x}}$ errore standard; σ_x scarto quadratico medio; V = coefficiente di variabilità.

Lunghezza	Larghezza	Spessore
$i_x = 10$	$i_y = 10$	$i_z = 10$
$f_x = 312$	$f_y = 312$	$f_z = 312$
$\bar{X} = 94{,}58$	$\bar{Y} = 88{,}20$	$\bar{Z} = 59{,}33$
$\sigma_{\bar{x}} = 1{,}23$	$\sigma_{\bar{y}} = 1{,}25$	$\sigma_{\bar{z}} = 0{,}93$
$\sigma_x = 21{,}71 \pm 0{,}86$	$\sigma_y = 22{,}00 \pm 0{,}17$	$\sigma_z = 16{,}5 \pm 0{,}66$
$V_x = 22{,}96\ \% \pm 0{,}92$	$V_y = 24{,}90\ \% \pm 0{,}99$	$V_z = 27{,}87\ \% \pm 1{,}11$

TABELLA VIII

Risultati finali dello studio degli indici dei caratteri di *Anisactinella maurensis* n. sp. M = media; gli altri simboli sono uguali a quelli della Tab. VII.

Larghezza / lunghezza	Spessore/lunghezza	Spessore / larghezza
$i_{y/x} = 3$	$i_{z/x} = 3$	$i_{z/y} = 3$
$f_{y/x} = 312$	$f_{z/x} = 312$	$f_{z/y} = 312$
$M_{y/x} = 93{,}42$	$M_{z/x} = 62{,}91$	$M_{z/y} = 68{,}89$
$\sigma_{y/x} = 6{,}84$	$\sigma_{z/x} = 5{,}77$	$\sigma_{z/y}$ — 6,69
$V_{y/x} = 7{,}31\ \%$	$V_{z/x} = 9{,}15\ \%$	$V_{z/y} = 9{,}71\ \%$

SPIRIFERINA FRAGILIS SCHLOTH.

Sono stati esaminati di queste specie 320 esemplari. Le classi delle distribuzioni sono di 1 mm per i caratteri (Tabb. X, XI, XII) e di 0,5 per gli indici (Tab. XIII).

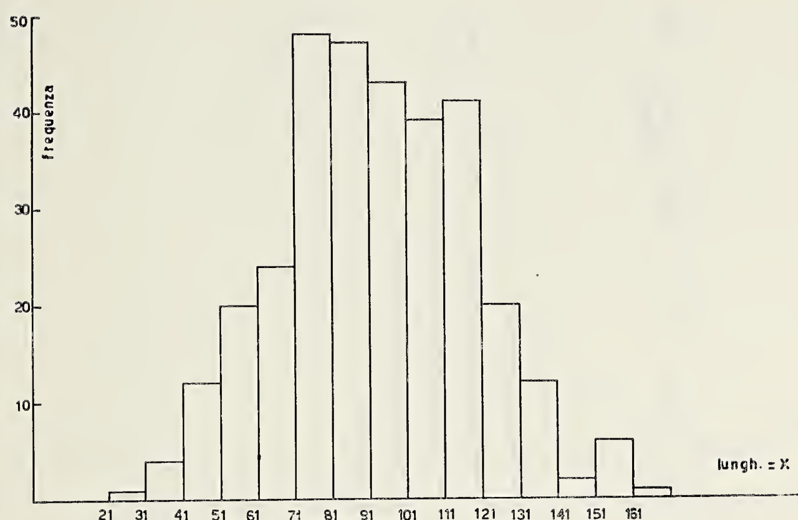


Fig. 20. — Istogramma della distribuzione di frequenza della lunghezza X di *Spiriferina fragilis.*

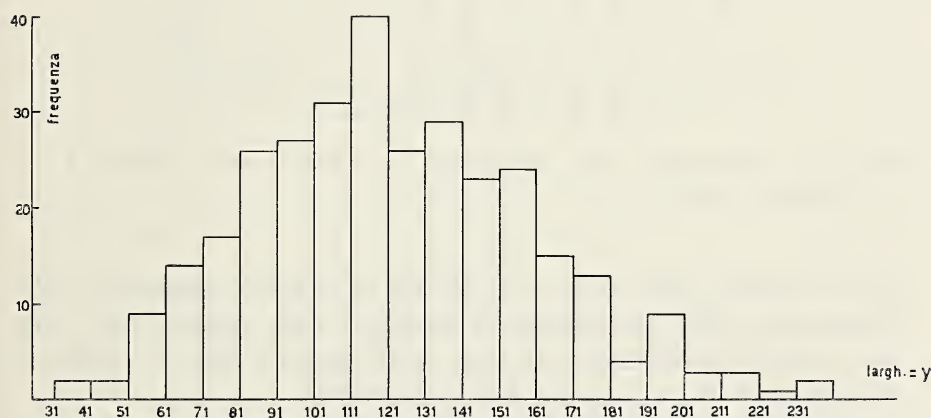


Fig. 21. — Istogramma della distribuzione di frequenza della larghezza Y di *Spiriferina fragilis.*

Gli istogrammi della distribuzione di frequenza della lunghezza (fig. 20), della larghezza (fig. 21), di Y/X (fig. 23), di Z/X (fig. 24) e di Z/Y (fig. 25) non si discostano in maniera significativa dalla

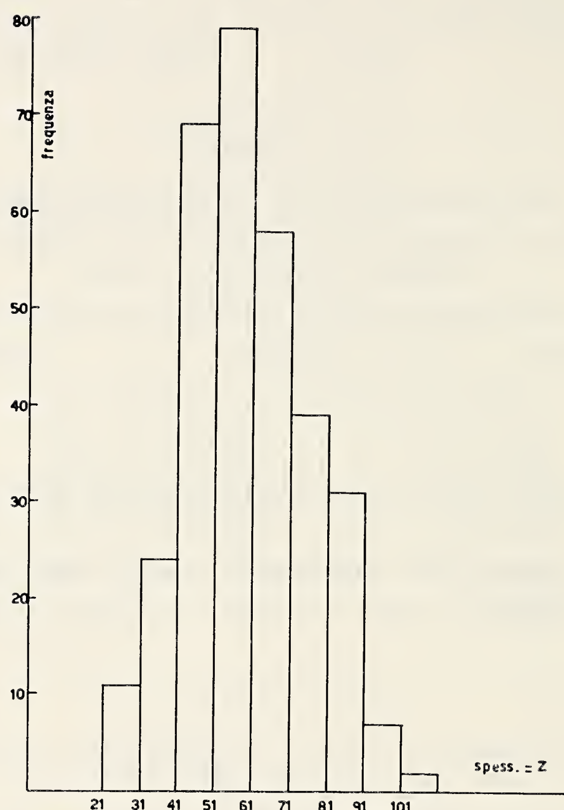


Fig. 22. — Istogramma della distribuzione di frequenza dello spessore Z di *Spiriferina fragilis.*

curva normale (Tab. IX); se ne discosta in maniera significativa solo l'istogramma della distribuzione di frequenza dello spessore (fig. 22); ciò è dovuto probabilmente al fatto che lo spessore della *S. fragilis* è la dimensione che più risente delle deformazioni.

È stata studiata anche la correlazione tra i caratteri considerati e cioè lunghezza e larghezza, lunghezza e spessore, larghezza e spessore (Tabb. X, XI, XII, XIV), che è, per ogni coppia, molto forte.

Per conoscere l'accrescimento relativo dei vari caratteri sono state studiate le rette di regressione della Y rispetto alla X, (fig. 26) e della Z rispetto alla X (fig. 27). Come variabile indipendente è stata scelta la lunghezza.

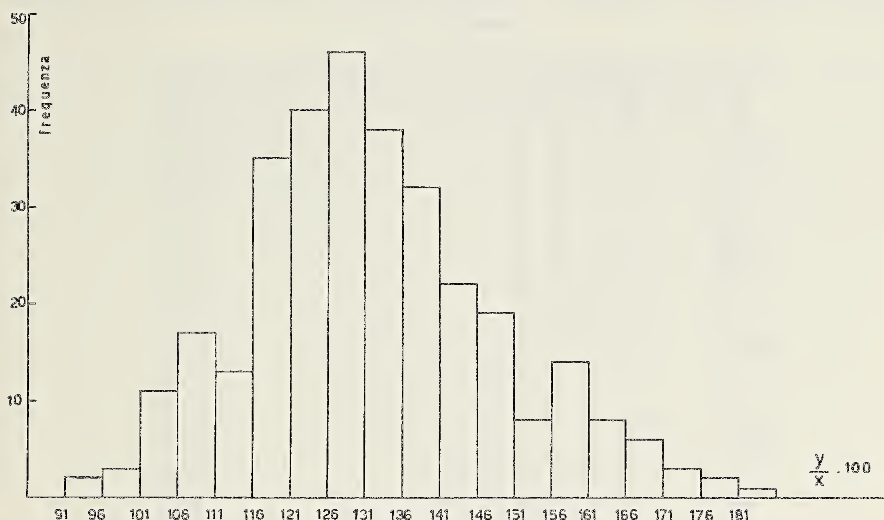


Fig. 23. — Istogramma della distribuzione di frequenza del rapporto tra larghezza e lunghezza Y/X di *Spiriferina fragilis.*

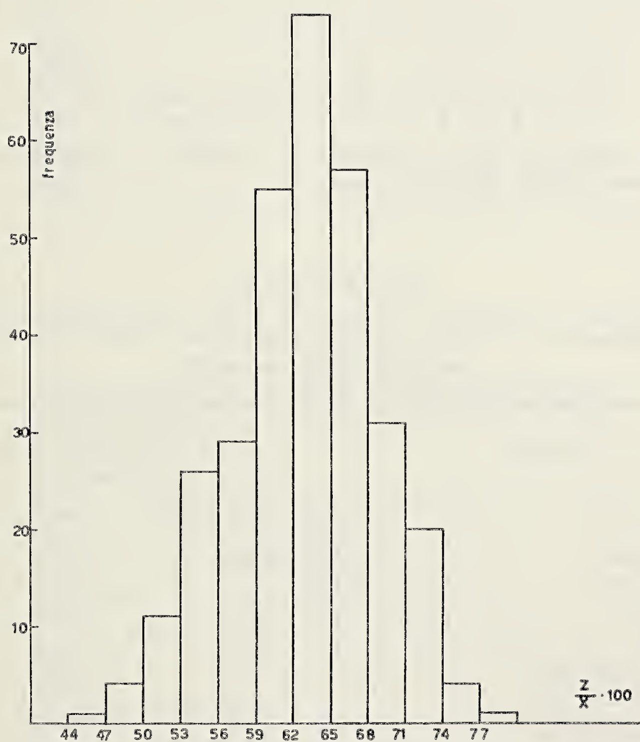


Fig. 24. — Istogramma della distribuzione di frequenza del rapporto tra spessore e lunghezza Z/X di *Spiriferina fragilis.*

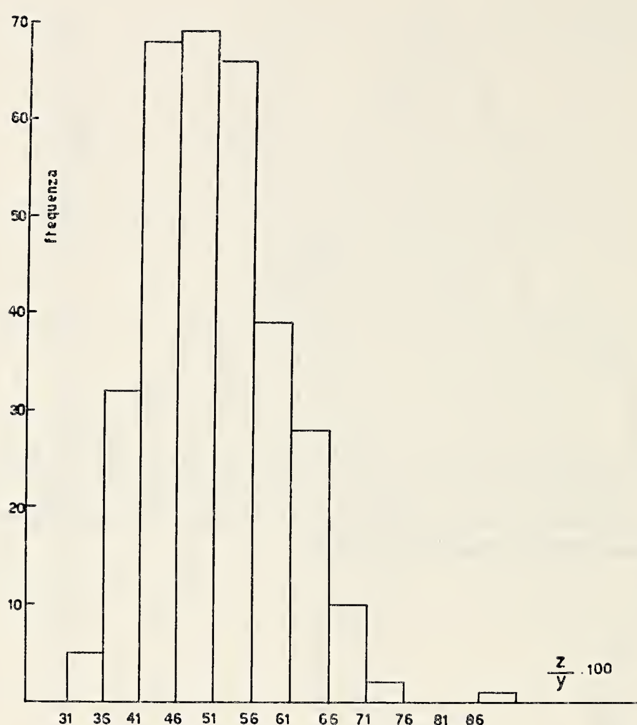


Fig. 25. — Istogramma della distribuzione di frequenza del rapporto tra spessore e larghezza Z/Y di *Spiriferina fragilis*.

TABELLA IX

Valori di adattamento delle distribuzioni di frequenza dei caratteri indicati alla curva normale di *Spiriferina fragilis*.

Caratteri	χ^2	Gradi di libertà	Significativo
Lunghezza	10,92	12	no
Larghezza	15,21	18	no
Spessore	26,65	6	si
Larghezza/Lunghezza	17,10	16	no
Spessore/Lunghezza	7,45	9	no
Spessore/Larghezza	11,97	9	no

TABELLA X

Tabella di correlazione dei valori di lunghezza e larghezza di *Spiriferina fragilis*.
f = frequenza.

y \ x	21-30	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100	101-110	111-120	121-130	131-140	141-150	151-160	161-170	f_y
31-40		2														2
41-50	1	1														2
51-60		1	6	2												9
61-70			5	7	2											14
71-80			1	7	7	2										17
81-90				3	8	12	3									26
91-100				1	5	16	4	1								27
101-110					1	9	15	4	1	1						31
111-120					1	8	13	13	2	2	1					40
121-130						1	5	11	6	3						26
131-140							3	6	12	5	2	1				29
141-150							4	5	5	8	1					23
151-160								1	7	9	3	3	1			24
161-170								2	3	3	4	1		2		15
171-180									1	7	3			1	1	13
181-190									1		1	1		1		4
191-200									1	3	3	2				9
201-210											1	1		1		3
211-220											1	1	1			3
221-230												1				1
231-240												1		1		2
f_x	1	4	12	20	24	48	47	43	39	41	20	12	2	6	1	320

TABELLA XI

Tabella di correlazione dei valori di lunghezza e spessore di *Spiriferina fragilis*.
f = frequenza.

z \ x	21-30	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100	101-110	111-120	121-130	131-140	141-150	151-160	161-170	f_z
21-30	1	3	5	2												11
31-40		1	6	7	7	3										24
41-50			1	10	14	22	15	5	2							69
51-60				1	3	23	21	13	13	4		1				79
61-70							10	13	14	17	2	1			1	58
71-80							1	11	3	14	5	3	1	1		39
81-90								1	6	6	11	4	1	2		31
91-100									1		2	1		3		7
101-110												2				2
f_x	1	4	12	20	24	48	47	43	39	41	20	12	2	6	1	320

TABELLA XII

Tabella di correlazione dei valori di larghezza e spessore di *Spiriferina fragilis*.
f = frequenza.

z \ y	31 40	41 50	51 60	61 70	71 80	81 90	91 100	101 110	111 120	121 130	131 140	141 150	151 160	161 170	171 180	181 190	191 200	201 210	211 220	221 230	231 240	f_z
21-30	1	2	6	2																		11
31-40	1		3	5	9	2	4															24
41-50				7	8	18	12	13	6	2	2	1										69
51-60						6	10	10	21	9	9	8	4	2								79
61-70								6	8	10	10	5	9	4	4		2					58
71-80							1	2	5	3	4	5	6	5	4		2	2				39
81-90										2	4	4	4	3	4	3	5		1		1	31
91-100													1	1	1	1		1	2			7
101-110																				1	1	2
f_y	2	2	9	14	17	26	27	31	40	26	29	23	24	15	13	4	9	3	3	1	2	320

TABELLA XIII

Distribuzione di frequenza dei rapporti larghezza/lunghezza (Y/X), spessore/lunghezza (Z/X) e spessore/larghezza (Z/Y) di *Spiriferina fragilis* - f = frequenza.

Classi	f	Classi	f	Classi	f
91 - 95	2	36 - 40	1	31 - 35	5
96 - 100	3	41 - 45	2	36 - 40	32
101 - 105	11	46 - 50	10	41 - 45	68
106 - 110	17	51 - 55	35	46 - 50	69
111 - 115	13	56 - 60	62	51 - 55	66
116 - 120	35	61 - 65	58	56 - 60	39
121 - 125	40	66 - 70	55	61 - 65	28
126 - 130	46	71 - 75	51	66 - 70	14
131 - 135	38	76 - 80	29	71 - 75	2
136 - 140	32	81 - 85	11	76 - 80	0
141 - 145	22	86 - 90	4	81 - 85	0
146 - 150	19	91 - 95	2	86 - 90	1
151 - 155	8				
156 - 160	14				
161 - 165	8				
166 - 170	6				
171 - 175	3				
176 - 180	2				
181 - 185	1				

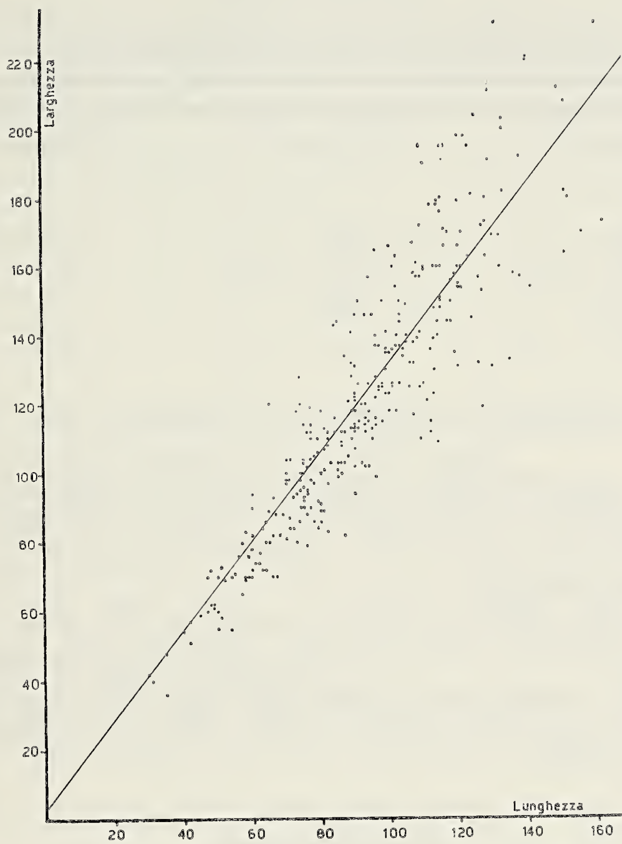


Fig. 26. — Relazione tra larghezza e lunghezza di *Spiriferina fragilis.*

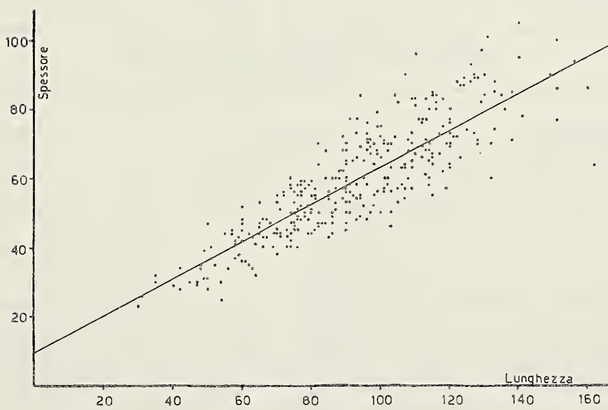


Fig. 27. — Relazione tra spessore e lunghezza di *Spiriferina fragilis.*

TABELLA XIV

Studio dei caratteri di *Spiriferina fragilis* nella loro interrelazione - r = coefficiente di correlazione; σ b = errore del coefficiente delle equazioni di regressione.

Y rispetto a X	Z rispetto a X	Z rispetto a Y
$r_{xy} = 0,884$	$r_{xz} = 0,834$	$r_{yz} = 0,874$
$Y = 1,29\,X + 2,38$	$Z = 0,54\,X + 9,71$	
$\sigma_{byx} = 0,040$	$\sigma_{bxz} = 0,018$	

La regressione può considerarsi rettilinea per tutti e due i caratteri.

Dallo studio della retta di regressione della larghezza rispetto alla lunghezza (fig. 26) si deduce che l'accrescimento è debolmente allometrico (coeff. 1,29) e positivo cioè la larghezza cresce un po' più rapidamente della lunghezza.

Per quanto riguarda la retta di regressione dello spessore rispetto alla lunghezza (fig. 27) l'accrescimento mostra allometria negativa, vale a dire che lo spessore cresce meno rapidamente della lunghezza.

Anche per questa specie i risultati finali sono riassunti nelle Tabb. XV e XVI.

TABELLA XV

Risultati finali dello studio dei caratteri di *Spiriferina fragilis* - i = intervallo di classe; f = frequenza; $\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z}$ = medie; $\sigma_{\bar{x}}$ errore standard; σ_x scarto quadratico medio; V = coefficiente di variabilità.

Lunghezza	Larghezza	Spessore
$i_x = 10$	$i_y = 10$	$i_z = 10$
$f_x = 320$	$f_y = 320$	$f_z = 320$
$\bar{X} = 92,25$	$\bar{Y} = 122,03$	$\bar{Z} = 59,16$
$\sigma_{\bar{x}} = 1,44$	$\sigma_{\bar{y}} = 2,15$	$\sigma_{\bar{z}} = 0,84$
$\sigma_x = 25,80 \pm 1,02$	$\sigma_y = 38,41 \pm 1,52$	$\sigma_z = 15,00 \pm 0,59$
$V_x = 27,8\% \pm 1,10$	$V_y = 31,38\% \pm 1,24$	$V_z = 25,35\% \pm 1,00$

TABELLA XVI

Risultati finali dello studio degli indici dei caratteri di *Siriferina fragilis* - M = media; gli altri simboli sono uguali a quelli della Tab. XV.

Larghezza / lunghezza	Spessore / lunghezza	Spessore / larghezza
$i_{x/y}$ = 5	$i_{z/x}$ = 5	$i_{z/y}$ = 5
$f_{x/y}$ = 320	$f_{z/x}$ = 320	$f_{z/y}$ = 320
$M_{x/y}$ = 131,87	$M_{z/x}$ = 65,76	$M_{z/y}$ = 50,86
$\sigma_{x/y}$ = 16,75	$\sigma_{z/x}$ = 9,50	$\sigma_{z/y}$ = 8,75
$V_{x/y}$ = 12,70 %	$V_{z/x}$ = 14,44 %	$V_{z/y}$ = 17,20 %

Sono stati confrontati i dati ottenuti con quelli di Kirchner (1934), per quanto riguarda la *Spiriferina fragilis.*

Vi sono però dei limiti riguardo a questo confronto, l'Autore misura infatti valve isolate e trova limiti estremi differenti per la misura della larghezza nella grande e nella piccola valva, valore che dovrebbe invece essere uguale. Il campione studiato dall'Autore, secondo le sue stesse deduzioni, non può essere considerato come rappresentativo di tutta la popolazione.

Comunque per i valori della grande valva che sono confrontabili con quelli degli esemplari esaminati nella presente indagine si ha:

Esemplari di Kirchner	Lunghezza tra 2,6 e 11,6 e tra 16,7 e 24,6 mm, moda 7 Larghezza tra 3 21,2 e tra 26 e 36,5 mm, moda 11,5 e 17,5 Indice lunghezza/larghezza tra 1 : 1,27 e 1 : 2,36, moda 1 : 1,7
Esemplari della Pietra Maura	Lunghezza tra 3,0 e 16,2 mm, moda 7,74 Larghezza tra 3,6 e 23,1 mm, moda 11,44 Indice lunghezza/larghezza tra 1 : 0,94 e 1 : 1,85, moda 1 : 1,32

Con tutti i limiti di questo confronto, tenendo conto che nella fauna studiata dall'Autore vi sono esemplari molto grandi che non hanno termini di passaggio ai più piccoli, cosa che nella mia fauna non accade, mi sembra che i dati concordino abbastanza.

Ringraziamenti. — Ringrazio la Prof. ANGIOLA MARIA MACCAGNO, Direttore dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli, e la Prof. MARIA MONCHARMONT ZEI per i consigli di cui mi sono state prodighe durante tutto lo studio della fauna e per la lettura critica del lavoro. Desidero anche esprimere la mia gratitudine, per l'invio di olotipi e topotipi di alcune specie citate nel presente lavoro al Dr. K. W. BARTHEL del Bayerische Staatssamlung di Monaco di Baviera; al Dr. HEINZ KOLLMAN del Naturhistorisches Museum di Vienna; al Dr. REINHART KRAATZ dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Heidelberg e al Dr. Prof. RUDOLF SIEBER del Geologische Bundesanstalt di Vienna.

Un ringraziamento particolare rivolgo ancora al Dr. ANTONIO MANGO, assistente di Statistica all'Istituto Universitario Navale di Napoli, per la revisione dei procedimenti di statistica applicata nello studio di variabilità delle specie studiate.

Desidero dimostrare la mia gratitudine al collega ed amico PAOLO SCANDONE, dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, per la segnalazione delle forme studiate e le preziose informazioni sulle situazioni stratigrafiche e geologiche ad esse relative.

Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli, giugno 1968.

LAVORI CONSULTATI

AGER D. V., 1963 - *Principles of paleoecology.* Mc Graw-Hill, New York, London.

AITKEN W. G. & W. S. MC KERROW, 1948 - *Rhynchonellids of the Boueti Bed of the Great Oolite Series of Langton Herring, Dorset: a study in variation.* Geol. Mag., **85**, n. 1, pp. 19-32, 11 figg., 2 tavv., Hertford, Herts.

ALMERAS Y., 1965 - *Methodes d'étude des structures internes chez les brachiopodes.* Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, **9**, pp. 5-11, 2 figg.

ALMERAS Y., 1966 - *Les Rhynchonellidés du Bajocien moyen de Ronzevaux, près Davaye (Saône-et-Loire). Genres Cymatorthynchia* S. BUCKMAN, *Lacunaerhynchia nov. et Septulirhynchia nov.* Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, n. ser., **13**, pp. 31-119, 20 figg., 6 tabb., tavv. A-O e 1-4.

ALLASINAZ A., 1964 - *Il Trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici). V: i fossili carnici del gruppo di Cima Camino (Brescia).* Riv. It. Paleont. e Strat., **70**, n. 2, pp. 185-262, tavv. 12-18, Milano.

ARTHABER G., 1906 - *Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes.* In: FRECH F. *Lethaea Geogn., II: das Mesozoikum, 1, Trias,* n. 3, pp. 224-391, 26 tavv., Wien.

ARTHABER G., 1914 - *Die Trias von Bithynien (Anatolien).* Beitr. Palaeont. Geol. Oest. Ung., **27**, pp. 85-206, 19 figg., 8 tavv., Wien.

ARTHABER G., 1916 - *Die Fossilführung der anisischen Stufe in der Umgebung von Trient.* Jahrb. k. k. Geol. R. A., **65**, nn. 3-4, pp. 239-260, 3 figg., 3 tavv., Wien.

ASSERETO R., 1963 - *Il Trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici). Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica.* Riv. It. Paleont. e Strat., **69**, n. 1, pp. 3-101, 33 figg., 11 tavv., Milano.

Assmann P., 1915 - *Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias.* Jahrb. k. Preuss. Geol. L. A., **36**, n. 3, pp. 586-638, 6 tavv., Berlin.

Bittner A., 1890 - *Brachiopoden der alpinen Trias.* Abh. k. k. Geol. R. A., **14**, 325 pp., 41 tavv., Wien.

Bittner A., 1891 - *Triaspetrefakten von Balia in Kleinasien.* Jahrb. k. k. Geol. R. A., **41**, 97 pp., Wien.

Bittner A., 1892 a - *Brachiopoden der alpiner Trias.* Nachtrag 1. Abh. k. k. Geol. R. A., **17**, n. 2, 40 pp., 4 tavv., Wien.

Bittner A., 1892 b - *Neue Arten aus der Trias von Balia in Kleinasien.* Jahrb. k. k. Geol. R. A., **42**, 77 pp., Wien.

Bittner A., 1894 - *Brachiopoden aus der Trias von Lagonegro in Unter-Italien.* Jahrb. k. k. Geol. R. A., **44**, n. 4, pp. 583-588, 3 figg., Wien.

Bittner A., 1895 - *Neue Brachiopoden und eine neue Halobia von Balia in Kleinasien.* Jahrb. k. k. Geol. R. A., **45**, pp. 249-254, 1 tav., Wien.

Bittner A., 1899 - *Trias Brachiopoda and Lamellibranchiata.* Paleont. Indica, ser. 15, Himalayan Fossils, **3**, n. 2, 76 pp., 12 tavv., Calcutta.

Bittner A., 1902 - *Brachiopoden und Lamellibranchiaten aus der Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien.* Jahrb. k. k. Geol. R. A., **52**, nn. 3-4, pp. 495-643, 17 figg., 10 tavv., Wien.

Bittner A., 1912 - *Brachiopoden aus der Trias des Bakonyer Waldes.* Res. Wiss. Erforsch. Balatonsees (vol. 1, pt. 1), Palaeont Anhang., **2**, n. 1, 60 pp., 9 tavv., Wien.

Boni A., 1935 - *Studi statistici sulle popolazioni fossili. Chlamys scabrella e Terebratula sinuosa.* Riv. It. Paleont., suppl. **40**, n. 1, 274 pp., 45 figg., 14 tavv., Pavia.

Boni A., 1939 - *Fauna anisica pigmea scoperta nelle Prealpi bresciane.* Boll. Soc. Geol. It., **58**, nn. 2-3, pp. 321-428, 6 tavv., Roma.

Boni A., 1943 - *Revisione della fauna triassica bresciana: la fauna del Trias inferiore.* Riv. It. Paleont., **29**, n. 2, 41 pp., 2 tavv., Milano.

Boucot A. J., J. G. Johnson & R. D. Staton, 1964 - *On some Atrypoid, Retzioid and Athyridoid Brachiopoda.* J. Paleont., **38**, n. 5, pp. 805-822, 6 figg., 4 tavv., Menasha, Wisc.

Burma B. H., 1948 - *Studies in quantitative paleontology I: Some aspects of the theory and practice of quantitative paleontology.* J. Paleont., **22**, n. 6, pp. 725-761, 23 figg., Menasha, Wisc.

Burma B. H., 1949 - *Studies in quantitative paleontology. II: Multivariate analysis; a new analytical tool for paleontology and geology.* J. Paleont., **23**, n. 1, pp. 95-103, 13 tabb., Menasha, Wisc.

Casati P. & M. Gnaccolini, 1967 - *Geologia delle Alpi Orobie occidentali.* Riv. It. Paleont. e Strat., **73**, n. 1, pp. 25-162, 34 figg., 9 tavv., Milano.

Cooper G. A., 1937 - *Brachiopod ecology and paleoecology.* Rept. Coum. Ecol. Nat. Res. Council (U.S.A.), 1936-37.

Cuzzi G., 1960 - *Studio stratigrafico-sedimentologico di alcune seguenze del Muschelkalk di Monte Fogheras (Alghero, Sardegna).* Atti Soc. It. Sci. Nat., **99**, n. 3, pp. 249-263, 1 fig., 2 tavv., Milano.

Dagis A. S., 1962 - *Nekotorye novye i maloizvestnye verkhnetriasovye Atiridy.* Liet. TSR Geol. Geogr. Inst., **14**, pp. 59-76, 7 figg., 4 tavv.

Dagis A. S., 1963 - *Verkhnetriasovye brakhiopody yuga S.S.S.R.* Akad. Nauk SSSR, Sibir. Otdel., 248 pp., 106 figg., 31 tavv.

Dagis A. S., 1965 - *Triasovye brakhiopody Sibiri.* Akad. Nauk SSSR, Sibir. Otdel., 186 pp., 67 figg., 2 tabb., 26 tavv., Moskva.

De Capoa Bonardi P., 1968 - *Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo-silico-marnosa lucana (Appennino meridionale). Studio paleontologico e biostratigrafico.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, in corso di stampa.

De Lorenzo G., 1892 - *Sul Trias dei dintorni di Lagonegro in Basilicata.* Rend. Acc. Sci. Fis. e Mat., ser. 2, **6**, 186 pp., Napoli.

De Lorenzo G., 1896 - *Fossili del Trias medio di Lagonegro.* Paleont. Italica, **2**, pp. 113-148, 6 tavv., Pisa.

De Toni A., 1912 - *Brachiopodi della zona a Ceratites trinodosus di Monte Rite in Cadore.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **1**, n. 5, pp. 317-351, 1 tav., Padova.

Diener C., 1907 - *Himalayan fossils. The fauna of the himalayan Muschelkalk.* Paleont. Indica, ser. 15, **5**, n. 2, 140 pp., 3 figg., 17 tavv., Calcutta.

Diener C., 1908 - *Ladinic, Carnic and Noric Faunae of Spiti.* Paleont. Indica, ser. 15, **5**, n. 3, 157 pp., 24 tavv., Calcutta.

Diener C., 1920 - *Brachiopoda triadica.* Foss. Catal. I: Animalia, n. 10, 108 pp., Berlin.

Emiliani C., 1950 - *L'analisi statistica applicata alle popolazioni di organismi.* Riv. It. Paleont. e Strat., **56**, n. 4, pp. 153-163, 4 tabb., Milano.

Fisher R. A., 1958 - *Statistical methods for research workers.* Ed. Oliver & Boyd, Edimburg, 356 pp.

Frech F., 1912 a - *Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias.* Res. Wiss. Erforsch. Balatonsees (vol. 1, parte 1), Palaeont. Anhang., **2**, n. 2, 138 pp., 140 figg., Wien.

Frech F., 1912 b - *Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes der Cassianer und Raibler Schichten sowie des Rhaet und des Dachsteindolomites (Hauptdolomit).* Res. Wiss. Erforsch. Balatonsees (vol. 1, parte 1), Palaeont. Anhang., **2**, n. 6, 95 + 2 pp., 27 + 4 figg., 16 tavv., Wien.

Herak M., 1962 - *Trias de la Yougoslavie.* Geol. Vjesnik, **15**, pp. 301-310, Zagreb.

Imbrie J., 1956 - *Biometrical methods in the study of invertebrate fossils.* Bull. Amer. Nat. Hist., **108**, n. 2, pp. 211-253.

Keller J. P., 1966 - *Les Brachiopodes de la collection Mansuy. Etude de quelques espèces dévoniennes.* Fac. Sci. Paris Labor. Paleont., 49 pp., 1 tav., Paris.

Kirchner H., 1934 - *Die Fossilien der Würzburger Trias. Brachiopoda.* N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd **71**, abt. B, pp. 88-138, 11 figg., 5 tabb., 1 tav.

Krumbeck L., 1924 - *Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor. II: Palaeont. Teil.* Palaeontologie v« Timor, **13**, n. 4, pp. 585-670.

Kurten B., 1954 - *Population dynamics a new method in paleontology.* J. Paleont., **28**, n. 3, pp. 286-292, 3 figg., Menasha, Wisc.

Lamotte M., 1967 - *Initiation aux méthodes statistiques en biologie.* Ed. Masson & C., Paris, 144 pp., 26 figg., 11 tabb.

Laube G., 1865 - *Die Fauna der Schichten von St. Cassian. II: Brachiopoden und Bivalven.* Denkschr. k. Akad. Wissensch.

Leonardi P., 1935 - *Il Trias inferiore delle Venezie.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **11**,, 136 pp., 8 tavv., Padova.

Leonardi P., 1940 - *Segnalazione di nuovi e ricchi giacimenti fossiliferi negli strati di San Cassiano dei dintorni di Cortina d'Ampezzo (Dolomiti orientali).* Atti R. Ist. Ven. Sci. Lett. e Arti, **99**, n. 2, cl. Sci. Mat. e Nat., 7 pp.

Lepsius R., 1878 - *Das westliche Südtirol.* Ed. W. Hertz, Berlin, 368 pp., 10 tavv.

Lison L., 1961 - *Statistica applicata alla Biologia sperimentale.* Ed. Ambrosiana, Milano, 381 pp., 15 figg. Trad. E. Robotti.

Logan A., 1953 - *Indo-pacific Spiriferinid from the Triassic of North America.* Geol. Soc. Amer. Proc. annu. Meet., Sp. Paper **76**, 104 pp.

Logan A., 1966 - *Middle and upper Triassic Spiriferinid Brachiopodes from the Canadian Arctic Archipelago.* Geol. Survey of Canada, **155** (1967), 37 pp., 9 figg., 5 tavv., Ottawa.

Marchesini E., 1940 - *Dati sulla variabilità e l'accrescimento relativo della conchiglia di Natica josephinia* Risso *del golfo di Napoli.* Pubbl. Staz. Zool. Napoli, **18**, n. 2, 10 pp., 6 figg., 7 tabb., Napoli.

Martelli A., 1904 - *Il livello di Wengen nel Montenegro meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **23**, pp. 323-361, 1 tav., Roma.

Martelli A., 1906 - *Contributo al Muschelkalk superiore del Montenegro.* Paleont. Italica, **12**, pp. 97-154, 11 figg., tavv. 5-9, Pisa.

Migliorini C. I. & S. Venzo, 1934 - *Il Ladinico superiore dell'isola di Rodi (Egeo)* Paleont. Italica, **34** (1933), (n. ser. 4), pp. 137-170, 2 figg., tav. 13, Siena.

Nekvasilova O., 1963 - *Thecideidae (Brachiopoda) der böhmischen Kreide.* Sbornik Geol. Ved. Paleont., **3** (1964), pp. 119-162, 17 figg., tavv. 1-12, Praha.

Ochoterena H. F., 1960 - *Variacion intraespecifica en Parathyridina mexicana n. sp., Terebratulido del Oxfordiano de Mexico.* Paleont. Mexicana, **9**, pp. 1-39, 13 figg., 4 tavv., Ciudad Mexico.

Olson E. C. & R. Z. Miller, 1951 - *Relative growth in paleontological studies.* J. Paleont., **25**, n. 2, pp. 212-223, 2 figg., 1 tab., Menasha, Wisc.

Pantic S., 1958 - *Brachiopodenfauna aus dem Bjelasica-Gebirge (Montenegro).* Bull. Serv. Géol. Géoph. Serbie, **16**, pp. 57-78, 2 figg., 2 tavv., Beograd.

Parkinson D., 1952 - *Allometric growth in Dielasma hastata from Treak Cliff, Derbyshire.* Geol. Mag., **89**, n. 3, pp. 201-216, 11 figg., Hertford, Herts.

Parkinson D., 1954 - *Quantitative studies of Brachiopods from the lower carboniferous reef limestone of England. I: Schizophoria resupinata.* J. Paleont., **28**, n. 3, pp. 367-381, 19 figg., Menasha, Wisc.

Redini R., 1935 - *I fossili e l'età di alcune formazioni del gruppo delle Grigne.* Riv. It. Paleont., **41**, n. 1, pp. 15-32, Pavia.

ROSSI RONCHETTI C., 1962 - *Variazioni e accrescimento relativo in Exogyra overwegi VON BUCH del Maestrichtiano libico.* Riv. It. Paleont. e Strat., **68**, n. 2, pp. 193-252, 29 figg., 5 tavv., Milano.

SACCHI VIALLI G. & A. VAI, 1958 - *Revisione della fauna triassica bresciana. La fauna dell'Anisico.* Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **8**, pp. 41-91, 1 tab., 1 tav., Pavia.

SALOMON W.,, 1895 - *Geologische und palaeontologische Studien über die Marmolata.* Palaeontographica, **42**, nn. 1-3, 210 pp., 14 figg., 8 tavv., Stuttgart.

SCALIA S., 1916 - *Sugli strati a Spirigera trigonella* SCHL. *sp. della Val di Sinello presso Camposilvano, in Vallarsa (Trentino meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **26**, pp. 205-215, Roma.

SCANDONE P., 1961 - *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend. Acc. Sci. Fis. e Mat., ser. 4, **28**, pp. 436-444, 1 fig., 2 tavv., Napoli.

SCANDONE P., 1964 a - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72** (1963), pp. 125-131, Napoli.

SCANDONE P., 1964 b - *Marnoscisti ad Halobia in Lucania.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72** (1963), pp. 207-212, 1 tav., Napoli.

SCANDONE P., 1966 - *Osservazioni su una località fossilifera a Brachiopodi nel Ladinico della serie calcareo-silico-marnosa lucana al M. Facito.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74** (1965), pp. 311-316, 1 fig., 1 tav., 1 carta, Napoli.

SCANDONE P., 1967 - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, 175 pp., 68 figg., 17 tavv., Napoli.

SCANDONE P. & P. DE CAPOA, 1966 - *Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonella e ad Halobia in Lucania.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**, pp. 30-39, 7 tavv., Napoli.

SCOSSIROLI R. E., 1962 - *Manuale di statistica per ricercatori.* Ed. Olivetti & C., Pavia, 241 pp., 14 figg.

SENKOWICZOWA H., 1959 - *Die alpine Fauna der marinen Triasablagerungen in Gebiete Polens.* Ann. Inst. Geol. Hung., **49**, n. 2, pp. 473-478, Warszawa.

SENKOWICZOWA H., 1960 - *Wplywy fauny alpejskiej w osadach retu i wapienia muszlowego na obszarach Polski.* Wydawn. Geol., **1** (1962), pp. 239-257, 1 fig., 2 tabb., Warszawa.

SPECIALE A., 1967 - *Il Trias in Lombardia. (Studi geologici e paleontologici). XXI: Fossili del Trias medio delle valli Trompia e Sabbia.* Riv. It. Paleont., **73**, n. 4, pp. 1055-1140, 14 figg., 1 tab., tavv. 79-83, Milano.

STOLZ R., 1927 - *Appunti sull'Anisico del gruppo delle Grigne.* Natura, Riv. Sci Nat., **17**, pp. 133-145, Pavia.

SUCIC-PROTIC Z., 1962 - *Trijaski Brachiopodi Dinarida.* Geol. An. Balkansk. Poluostr., **29**, pp. 73-76, 2 tavv., Beograd.

SUCIC-PROTIC Z., 1963 - *Trijaski Brachiopodi Dinarida. Planina Kovac.* Geol. An. Balkansk. Poluostr., **30**, pp. 59-62, Beograd.

SYLVESTER-BRADLEY P. C., 1951 - *The subspecies in paleontology.* Geol. Mag., **88**, n. 1, pp. 88-102, 6 figg., 4 tabb., Hertford, Herts.

SYLVESTER-BRADLEY P. C., 1958 - *The description of fossil populations.* J. Paleont., **32**, n. 1, pp. 214-235, 16 figg., Menasha, Wisc.

TOMMASI A., 1894 - *La fauna del calcare conchigliare (Muschelkalk) di Lombardia.* Mem. R. Ist. Lomb. Sci. e Lett., 168 pp., 1 tab., 2 tavv., Pavia.

TOMMASI A., 1895 - *Contributo alla fauna del calcare bianco del Latemar e della Marmolada.* Atti Ist. R. Ac. Agiati, ser. 3, **1**, n. 3, 7 figg., 1 tav., Rovereto.

TOMMASI A., 1911 - *I fossili della lumachella triassica di Ghegna in Valsecca presso Roncobello.* Paleont. Italica, **17**, pp. 1-36, tavv. 1-3, Pisa.

TOMMASI A., 1913 - *La faunetta anisica di Valsecca in Val Brembana.* Rend. R. Ist. Lomb. Sci e Lett., ser. 2, **46**, n. 15, pp. 767-786, 4 figg., 1 tab., Milano.

TORNQUIST A., 1898 - *Neue Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Umgebung von Recoaro und Schio.* Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **50**, n. 2, pp. 637-694, tavv. 20-23, Berlin.

VANDERCAMMEN A. & T. F. KRANS, 1964 - *Révision de quelques types de Spiriferidae d'Espagne.* Bull. Inst. R. Sci. Nat. Belg., **40**, n. 16, pp. 1-40, 18 figg., Bruxelles.

VIALLI V., 1963 - *Il problema della specie e la paleontologia.* Giorn. Geol., ser. 2, **31**, 88 pp., Bologna.

VINASSA DE REGNY P., 1902 - *Fossili del Montenegro.* Mem. R. Acc. Sci. Bologna, ser. 5, **10** (1903), pp. 447-471, tavv. 1-2, Bologna.

WESTERMANN G. E. G., 1962 - *The mid-triassic Brachiopod Spiriferina stracheyi* (SALTER) *from the canadian Rocky Mountains.* J. Alberta Soc. Petrol. Geologists, **10**, n. 11, pp. 593-609, 3 figg., 3 tavv.

WESTERMANN G. E. G., 1964 - *Possible mechanical function of shell plication in a triassic Brachiopod.* Canad. J. Earth Sci., **1**, pp. 99-120, 15 figg., Hamilton.

WILLIAMS A. & altri, 1965 - *Brachiopoda.* In: MOORE R. C. - *Treatise on invertebrate paleontology,* 909 pp., New York.

TAVOLA I

Fig. 1. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 2; 1a piccola valva; 1b grande valva; 1c fronte.

Fig. 2. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 4; 2a piccola valva; 2b grande valva; 2c fronte.

Fig. 3. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 272 olotipo; 3a piccola valva; 3b grande valva; 3c fronte; 3d lato.

Fig. 4. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 5; 4a piccola valva; 4b fronte.

Fig. 5. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 273; 5a piccola valva; 5b grande valva; 5c fronte.

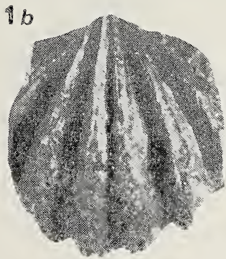
Fig. 6. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 715; piccola valva.

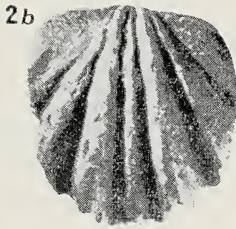
N. B. - Per tutte le figure l'ingrandimento è × 2,5.


1 *a*

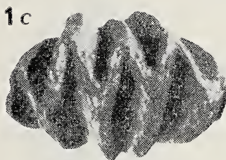

2 *a*


3 *a*

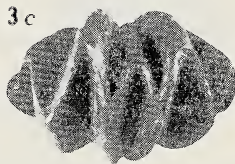

1 *b*


2 *b*


3 *b*

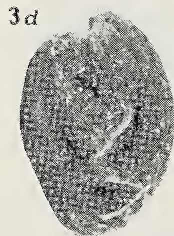

1 *c*

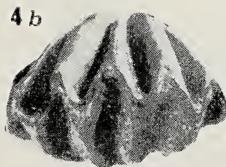

2 *c*


3 *c*

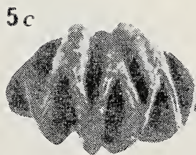

4 *a*


5 *a*


3 *d*


4 *b*


5 *b*


5 *c*

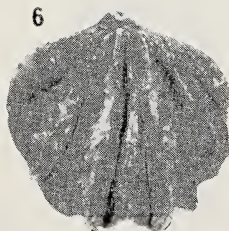

6

TAVOLA II

Fig. 1. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 271; 1a piccola valva; 1b grande valva; 1c fianco.

Fig. 2. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 303; 2a piccola valva; 2b grande valva; 2c zona cardinale. Notare il *foramen* rotondo.

Fig. 3. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 313; 3a piccola valva; 3b grande valva.

Fig. 4 — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 306; 4a piccola valva; 4b grande valva.

Fig. 5. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Esemplare no. 305; 5a piccola valva; 5b grande valva.

Fig. 6 — *Anisactinella maurensis* n. sp. Particolare del brachidio messo in evidenza dall'erosione.

Fig. 7. — *Anisactinella maurensis* n. sp. Particolare della zona cardinale in una valva isolata.

Fig. 8. — *Retzia* sp. Esemplare no. 699; 8a piccola valva; 8b grande valva.

Fig. 9. — *Retzia* sp. Esemplare no. 697; 9a piccola valva; 9b grande valva.

Fig. 10. — *Retzia* cfr. *schwageri*. Esemplare no. 695; Grande valva.

N. B. - Per tutte le figure l'ingrandimento è × 2,5.

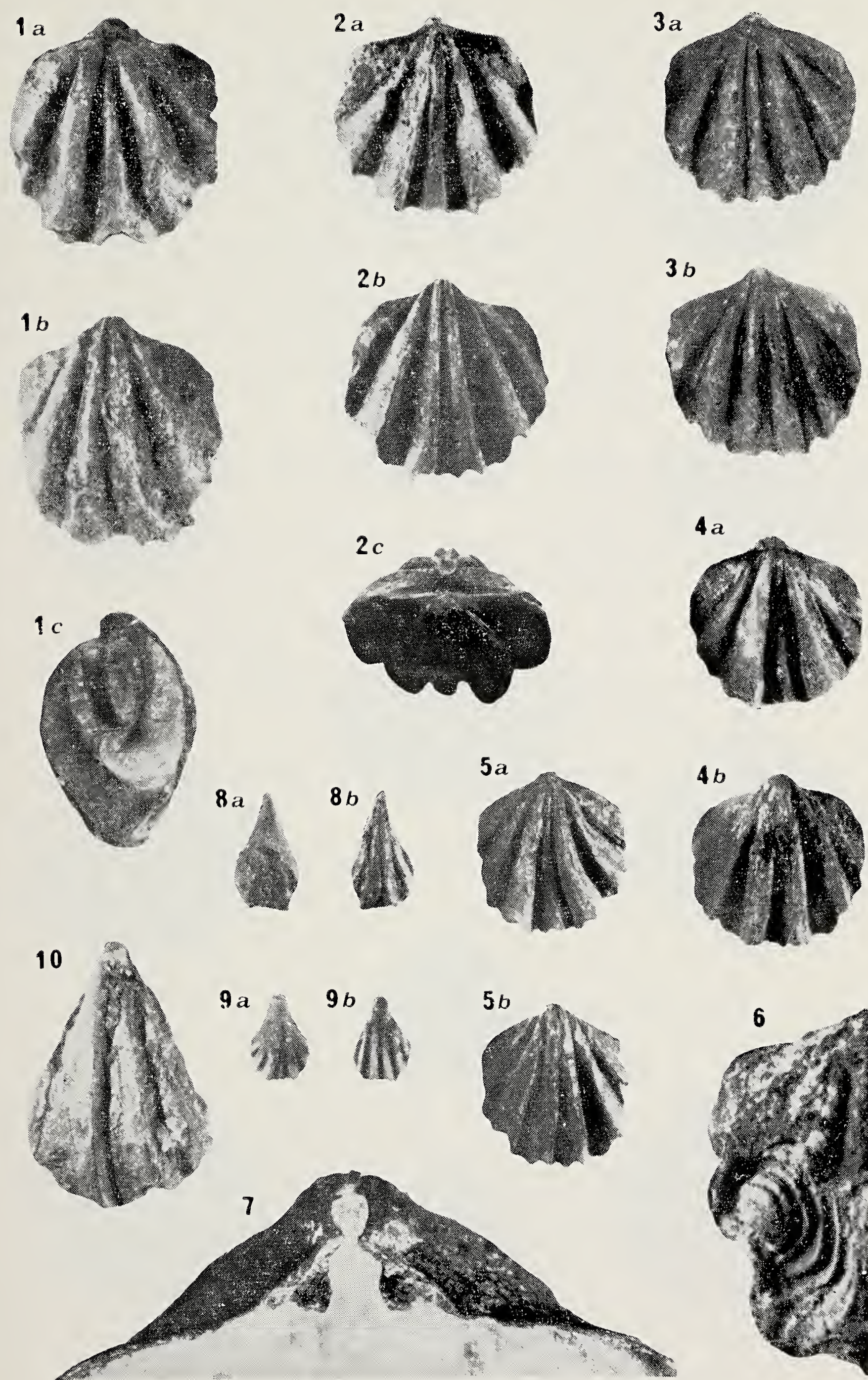

1a
2a
3a
1b
2b
3b
2c
4a
1c
5a
4b
8a
8b
10
9a
9b
5b
6
7

TAVOLA III

Fig. 1. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 677 (8 coste); 1a piccola valva; 1b grande valva.

Fig. 2. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 683 (10 coste); 2a piccola valva; 2b grande valva.

Fig. 3. — *Pentactinella scandonei* n. sp. olotipo. Esemplare no. 720 olotipo (15 coste); 3a piccola valva; 3b grande valva.

Fig. 4. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 721 (10 coste); piccola valva.

Fig. 5. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 685 (11 coste); 5a piccola valva; 5b grande valva.

Fig. 6. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 689 (16 coste); 6a piccola valva; 6b grande valva.

Fig. 7. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 686 (13 coste); 7a piccola valva; 7b grande valva.

N. B. - Per tutte le figure l'ingrandimento è × 2,5.

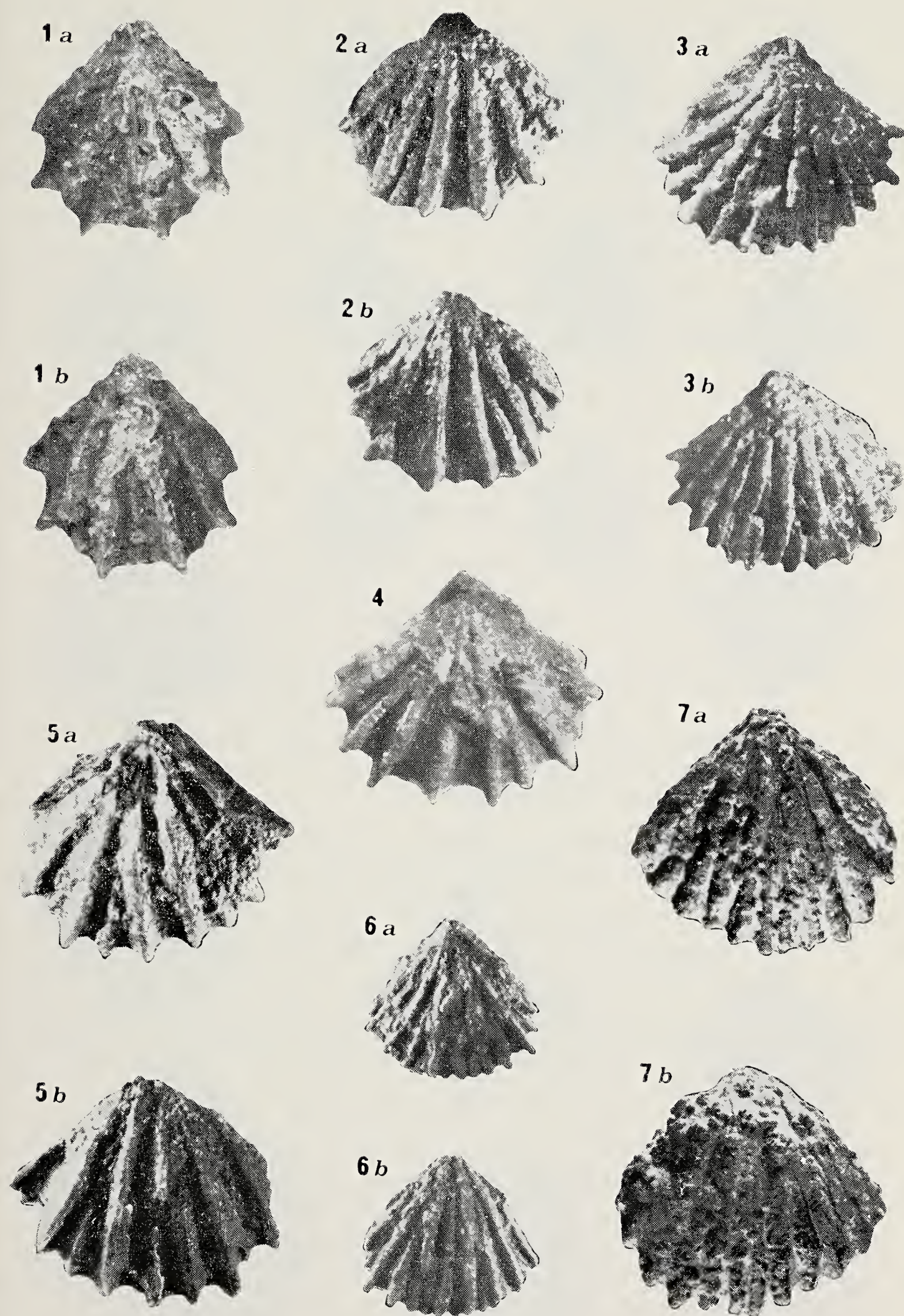

1 a
2 a
3 a
2 b
1 b
3 b
4
7 a
5 a
6 a
7 b
5 b
6 b

TAVOLA IV

Fig. 1. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 671 (6 coste); 1a piccola valva; 1b grande valva.

Fig. 2. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 667 (6 coste); 2a piccola valva; 2b grande valva.

Fig. 3. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 674 (7 coste); piccola valva.

Fig. 4. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 684 (11 coste); piccola valva.

Fig. 5. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 669 (6 coste); grande valva.

Fig. 6. — *Pentactinella scandonei* n. sp. Esemplare no. 670 (6 coste); piccola valva.

Fig. 7. — *Pentactinella multicostata* (Klipst.); 7a piccola valva; 7b grande valva; prov. S. Cassiano; collocaz. Naturh. Museum Wien.

Fig. 8. — *Pentactinella multicostata* (Klipst.); 8a piccola valva; 8b grande valva; originale di Laube 1865, Tav. XII, fig. 5; Bittner 1890, Tav. II, fig. 27; prov. S. Cassiano; collocaz. Naturh Museum Wien.

Fig. 9. — *Pentactinella multicostata* (Klipst.); grande valva; originale di Bittner 1890, Tav. II, fig. 28; prov. S. Cassiano; collocaz. Naturh. Museum Wien.

Fig. 10. — *Pentactinella multicostata* (Klipst.); 10a piccola valva; 10b grande valva; originale di Bittner 1890, Tav. II, fig. 25; prov. S. Cassiano; collocaz. Naturh. Museum Wien.

Fig. 11. — *Pentactinella quinquecostata* (Münst.); 11a piccola valva; 11b grande valva; prov. S. Cassiano; collocaz. Naturh. Museum Wien (1865 No. 222).

Fig. 12. — *Pentactinella quinquecostata* (Münst.); 12a piccola valva; 12b grande valva; originale di Laube 1865, Tav. XII, fig. 7; prov. S. Cassiano; collocaz. Naturh. Museum Wien (IX, 109).

Fig. 13. — *Pentactinella quinquecostata* (Münst.); grande valva; originale di Bittner 1890, Tav. II, fig. 24; prov. S. Cassiano; collocaz. Naturh. Museum Wien (1886, X, 57).

N. B. - Per tutte le figure l'ingrandimento è × 2,5.

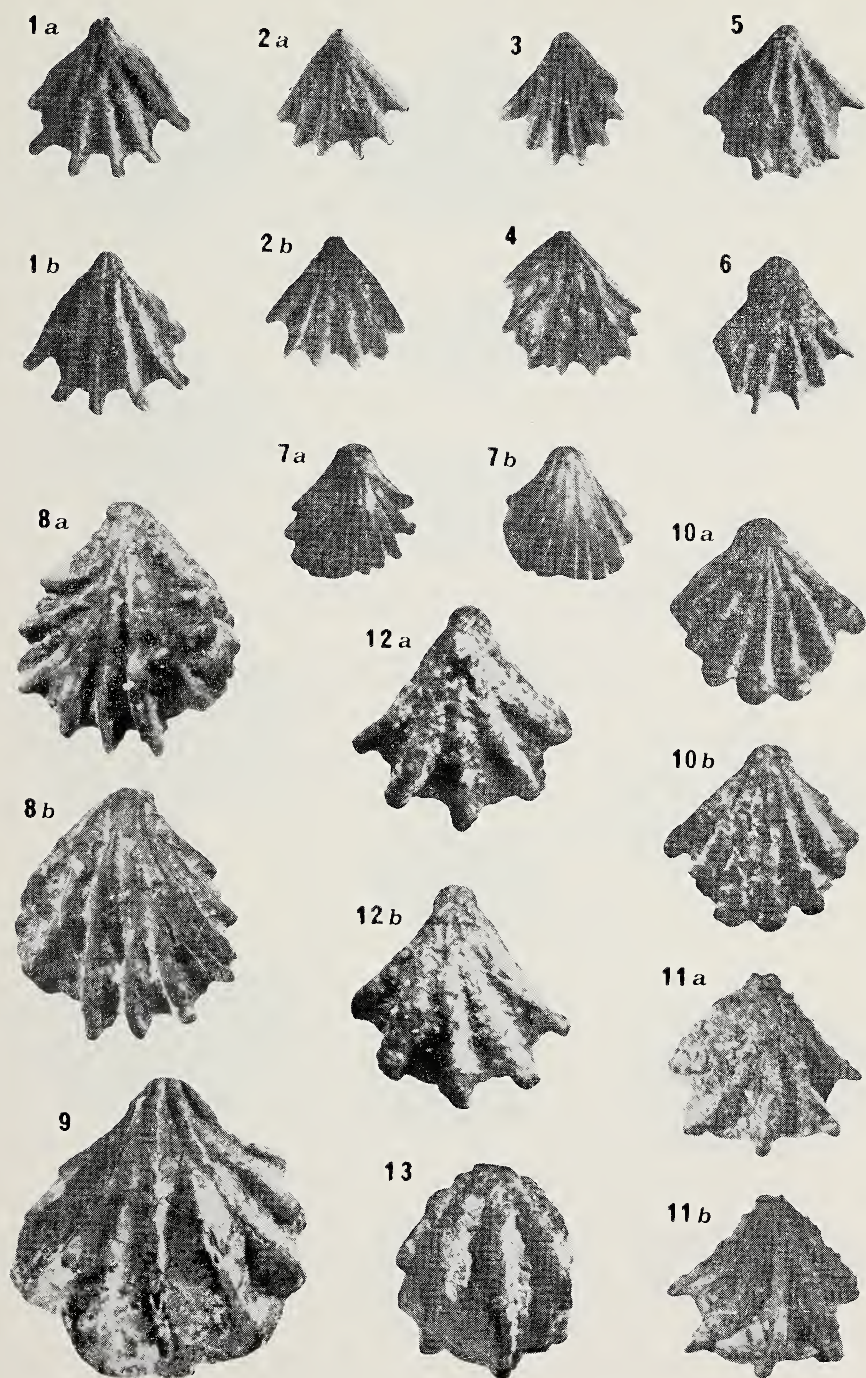

1 a
2 a
3
5
1 b
2 b
4
6
7 a
7 b
8 a
10 a
12 a
10 b
8 b
12 b
11 a
9
13
11 b

TAVOLA V

Fig. 1. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 711; 1a piccola valva; 1b grande valva.

Fig. 2. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 644; grande valva.

Fig. 3. — *Speriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 584; 3a area; 3b grande valva; 3c piccola valva.

Fig. 4. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 509; 4a piccola valva: notare il *foramen* triangolare; 4b grande valva.

Fig. 5. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 646; 5a piccola valva; 5b grande valva; 5c fronte.

Fig. 6. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 585; 6a piccola valva; 6b grande valva.

Fig. 7. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 395; piccola valva.

Fig. 8. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 501; 8a area; 8b piccola valva; 8c grande valva; 8d fronte.

N. B. - Per tutte le figure l'ingrandimento è × 2,5.

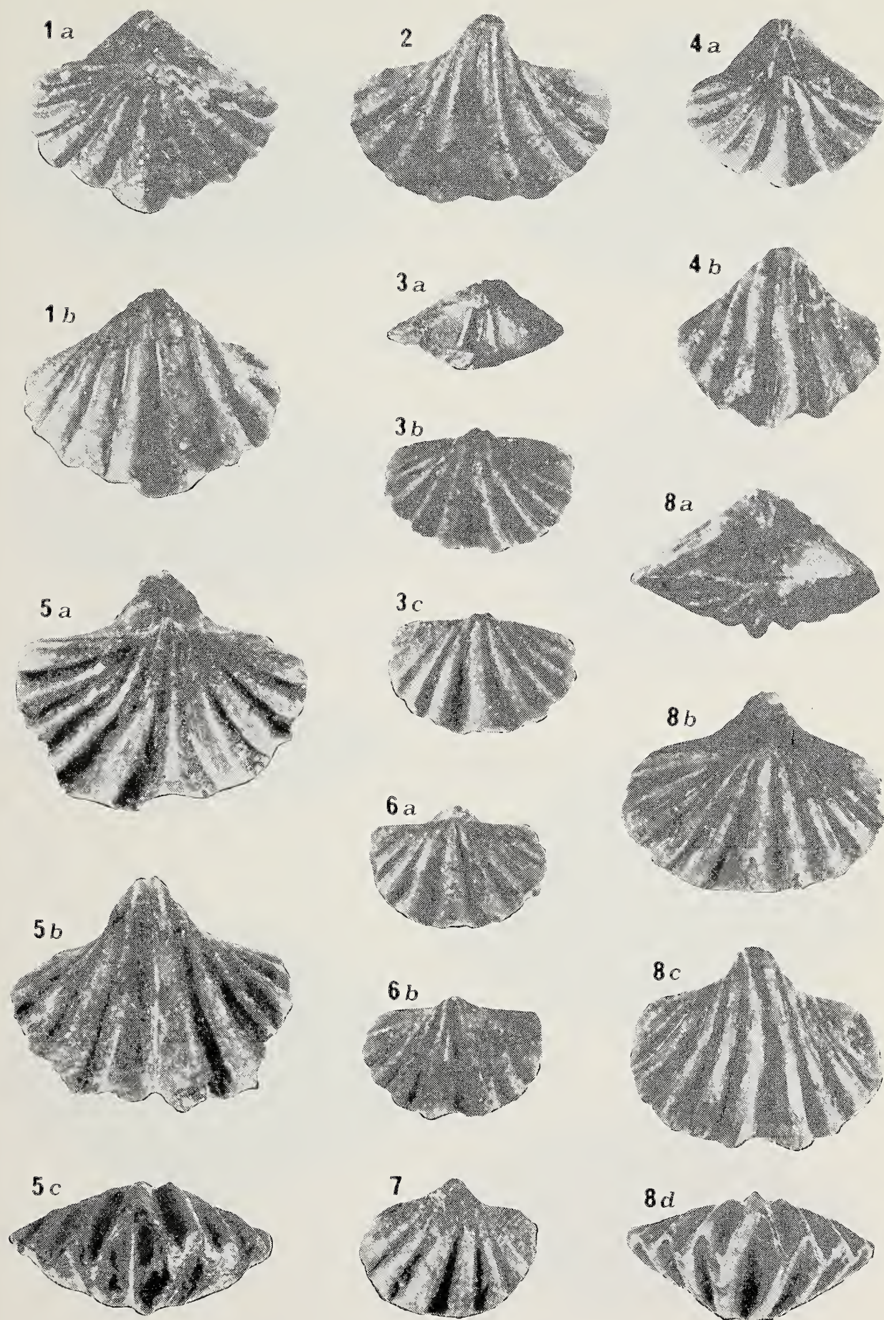

1 a
2
4 a
1 b
3 a
4 b
3 b
8 a
5 a
3 c
8 b
6 a
5 b
6 b
8 c
5 c
7
8 d

TAVOLA VI

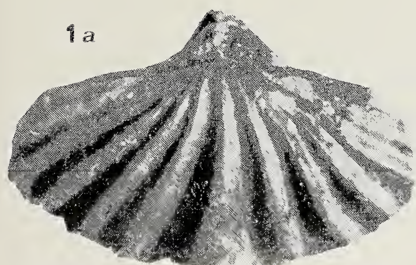
Fig. 1. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 645; la piccola valva; 1b grande valva; 1c fronte.

Fig. 2. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 365; 2a piccola valva; 2b grande valva.

Fig. 3. — *Spiriferina fragilis* Schloth. Esemplare no. 430; 3a piccola valva; 3b grande valva; 3c fronte.

N. B. — Per tutte le figure l'ingrandimento è × 2,5.

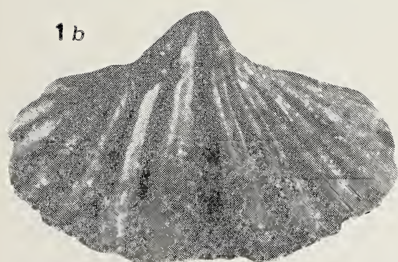
1a



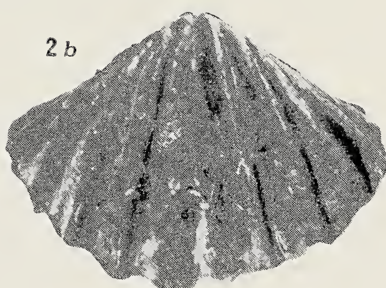
2a



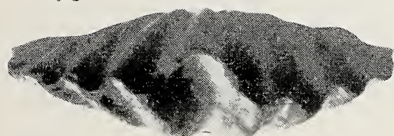
1b



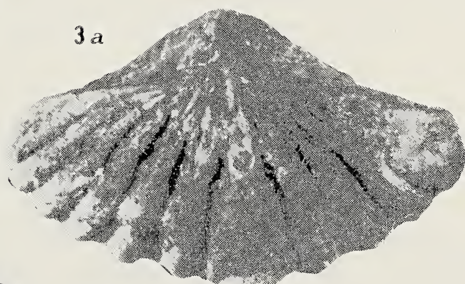
2b



1c



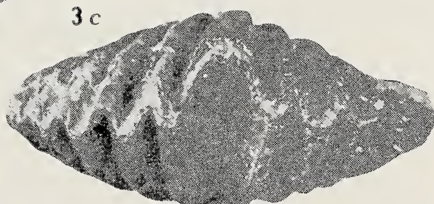
3a



3b



3c



Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 393-413, 7 figg., 5 tabb.

Contributo allo studio dei mosaici calcitici riempienti le cavità della diagenesi precoce di alcune rocce carbonatiche cretaciche dell' Appennino meridionale

Nota del Socio PIO DI GIROLAMO

(Tornata del 20 dicembre 1968)

Riassunto. — Ai fini della distinzione dei mosaici calcitici di deposizione chimica da quelli di ricristallizzazione nella diagenesi delle rocce carbonatiche viene preso in considerazione il criterio delle giunzioni triple con angolo uguale a 180° (BATHURST, 1964) stabilito per le cavità da dissoluzione dei gusci di molluschi. Questo criterio viene applicato alle cavità di disseccamento presenti nella piattaforma carbonatica mesozoica dell'Appennino centro-meridionale.

Si studiano i fattori che influenzano le percentuali di tali giunzioni triple; essi sembrano essere: forma dei cristalli, dimensioni dei cristalli, dimensioni delle cavità.

Le osservazioni sono state eseguite su sezioni sottili sia al microscopio per mineralogia che col Tavolo di Fedoroff e su pellicole all'acetato di cellulosa (peels).

Abstract. — Triple junctions with angles of 180° (« enfacial junctions ») in calcite mosaics have been studied in some cretaceous carbonate rocks from Southern Appennines. BATHURST (1964) werked out this criterion to distinguish drusy mosaics from recristallization ones in molluscan shells.

In this paper the Bathurst's observations have been extended to dessiccation cavity chemical fillings and the factors influencing the percentages of enfacial junctions have been investigated; they seems to be: crystal form and size and cavity dimentions.

The observations have been carried out on peels and thin sections using for the latter both mineralogie microscope and universal stage.

1. PREMESSA, SCOPO DEL LAVORO, PIANO DEL LAVORO

Lo studio dei sedimenti carbonatici è stato particolarmente approfondito negli ultimi anni per la molteplicità degli interessi connessi con questi terreni (interpretazioni ambientali, ricerche paleoecologiche ecc.); in particolare appare di notevole interesse lo studio dei fenomeni legati alla diagenesi precoce in quanto questi consentono di avere utili informazioni sui sedimenti quando essi sono ancora in rapporti più o meno stretti con l'ambiente di sedimentazione.

Fra i criteri più promettenti sono quelli basati sullo studio delle cavità presenti non solo all'atto della sedimentazione (vari tipi di cavità intergranulari), ma anche di quelle formatesi per i processi fisici e/o chimici provocati da fenomeni diagenetici verificatisi immediatamente dopo la sedimentazione stessa. Queste cavità sono dovute essenzialmente a due fondamentali processi: fisici (disidratazione ed eventuale costipamento) e chimici cioè dissoluzione delle strutture organiche o dei granuli costituiti da carbonati instabili (aragonite e calcite ad alto contenuto di magnesio). Il riconoscimento di queste strutture in sedimenti sublittorali consente delle interessanti considerazioni paleoambientali.

Il riempimento di queste cavità può avvenire con modalità molto varie a seconda del prevalere di un sedimento interno di origine « meccanica » o di origine chimica o dall'alternarsi di entrambi.

Tuttavia non sempre è possibile riconoscere con certezza nelle plaghe di spatite presenti in un sedimento calcareo la calcite costituente il riempimento di una cavità (intergranulare o diagenetica) da quella derivante da processi di ricristallizzazione, soprattutto quando le cavità sono di piccole dimensioni.

Scopo di questo lavoro è quello di apportare un contributo al problema della distinzione tra mosaici da ricristallizzazione e mosaici da deposizione chimica.

Sono state studiate, in sezione sottile, al microscopio per mineralogia e col Tavolo di Fedoroff, le strutture dei mosaici calcitici presenti nelle cavità formatesi per disseccamento nella diagenesi precoce dei sedimenti carbonatici, parallelizzandole con quelle presenti nelle cavità derivate dalla dissoluzione dell'aragonite nei gusci dei molluschi (Bathurst, 1964). Lo studio è stato integrato da osservazioni eseguite su pellicole all'acetato di cellulosa (*peels*).

In particolare sono stati presi in considerazione alcuni tipi di cavità postdeposizionali dovuti a fenomeni chimici, fisici o ad entrambe le

cause e cioè: a) cavità di disseccamento condromorfe, b) cavità di disseccamento trapezomorfe. Tali cavità erano già state rinvenute e descritte nelle facies littorali della piattaforma carbonatica mesozoica dell'Appennino centro-meridionale (D'Argenio, 1966). Si sono pure studiate piccole cavità da fratture. Inoltre sono state studiate (c) cavità da dissoluzione di gusci di molluschi, dissoluzione che sembra avvenire durante fasi di emersione dei sedimenti in presenza di acque dolci o comunque di bassa salinità (Bathurst, 1964; Friedman, 1964; Ginsburg, 1957).

2. PRECEDENTI CONOSCENZE

2. 1. Cavità nei sedimenti

Nel corso della litogenesi delle rocce carbonatiche si possono formare diversi tipi di cavità le cui caratteristiche, assieme allo studio del riempimento che in genere le occlude, permettono di individuare i tempi della loro formazione, fornendo spesso elementi per la ricostruzione dell'ambiente sedimentario e diagenetico.

a) *cavità condromorfe* (*)

Queste cavità sono di forma subsferica irregolare (fig. 1) e di dimensioni che variano da alcuni decimi di millimetro a qualche millimetro, sono tendenzialmente allungate e allineate in genere su piani subparalleli alla stratificazione. Si ritiene che la loro origine sia dovuta ad emersione temporanea dei sedimenti e sono riempite da granuli derivati da rimaneggiamento intraformazionale del sedimento già deposto (intraclasti) o da calcite spatica.

b) *cavità trapezomorfe* (*)

Si tratta di cavità di forma tabulare a volte con tendenza lenticolare che giacciono, come le precedenti, su piani in genere paralleli alla stratificazione. Tali cavità si ritengono derivate dalle condromorfe per fusione di queste e sono considerate una conseguenza di più prolungata emersione e disidratazione più intensa dei sedimenti (D'Argenio, 1966) nelle varie fasi della diagenesi precoce. Le loro dimensioni sono in genere chiaramente macroscopiche e alquanto variabili; l'altezza è

(*) Cfr. D'Argenio, 1966.

compresa fra qualche millimetro e 1-4 centimetri, la lunghezza fra pochi millimetri e parecchi centimetri.

Il riempimento di tali cavità è in genere complesso.

Si deve inoltre aggiungere che spesso si hanno cavità prismatiche in relazione ai due tipi già descritti; queste ultime cavità sono subverticali, mettono spesso in comunicazione le cavità condromorfe con le trapezomorfe e possono arrivare fino alla superficie degli strati, dando origine alle tipiche fessure di disseccamento (mud cracks o sun cracks o impronte di disseccamento).

c) *cavità da dissoluzione dei gusci di molluschi*

La calcite presente nei gusci aragonitici di molluschi (in particolare gusci di gasteropodi e endostraco di molti lamellibranchi) può derivare da trasformazione aragonite → calcite allo stato solido oppure da un processo di dissoluzione dell'aragonite e deposizione di calcite. In questo secondo caso si ha un periodo di vacuità, precedente alla deposizione della calcite, dimostrato, ad esempio, da deformazioni meccaniche e spostamenti in seno all'*involucro micritico* della cavità (Bathurst, 1964). Le strutture e i mosaici calcitici saranno descritti in seguito.

2. 2. Modalità del riempimento dei vari tipi di cavità.

a) *cavità condromorfe e trapezomorfe*

Le strutture di disseccamento (cavità condromorfe, trapezomorfe, prismatiche) sono presenti nelle facies littorali e sopralittorali nella piattaforma carbonatica mesozoica dell'Appennino centro-meridionale. In particolare sono state studiate (D'Argenio, 1966) le varie fasi del disseccamento e le modalità di riempimento delle cavità che ne conseguono nei sedimenti del Cretacico inferiore (Aptiano-Albiano).

La genesi di queste strutture ha iniziato nell'interno del sedimento prima con cavità condromorfe, poi trapezomorfe e, infine, cavità prismatiche che possono mettere in comunicazione i primi due tipi e, col proseguire della disidratazione, raggiungono la superficie formando le cavità di disseccamento prismatiche.

Il riempimento è in genere formato da più generazioni di spatite, dapprima torbida e via via sempre più limpida verso l'interno della cavità, ed è complicato talora dal crollo di una parte della volta della cavità stessa.

In alcuni casi una inondazione successiva depone nelle cavità materiale micritico impuro il quale si alterna in vario modo con le generazioni di spatite prima descritte.

b) *cavità da dissoluzione dei gusci di molluschi*

L'aragonite, instabile a contatto di acque dolci, viene disciolta lasciando delle cavità (Bathurst, 1964; Friedman, 1964). Le varie fasi di dissoluzione e deposizione sono state studiate inizialmente in sedimenti carbonatici del Carbonifero e Giurassico dell'Inghilterra e U.S.A. (Bathurst, 1964).

Dopo la formazione delle cavità si ha spesso il crollo dell'*inviluppo micritico* del guscio dovuto alle alghe perforanti sotto il peso sovrincombente; un primo stadio del riempimento porta al tappezzamento parziale con calcite torbida a cui seguono poi generazioni di cristalli di dimensioni man mano più grosse verso il centro.

Spesso questi cristalli più grossi sono euedrali nella parte media e subedrali al centro (fig. 4); gli intervalli di tempo fra i primi e gli ultimi stadi del riempimento sono pure suggeriti da differenze nelle impurezze delle soluzioni e, in particolare, molte sezioni osservate nel presente lavoro mostrano cristalli più grossi e limpidi nelle zone centrali della cavità.

Soprattutto in alcuni campioni di cavità da dissoluzione di gusci di gasteropodi e cavità trapezomorfe (figg. 4 e 2) sono state osservate variazioni di forme alquanto simili nelle varie tappe del riempimento.

2. 3. Distinzione fra calcite da deposizione chimica e calcite da ricristallizzazione.

Per lo studio dei processi diagenetici che trasformarono il sedimento originario in una roccia calcarea è di grande interesse la distinzione della calcite di deposizione chimica da quella di ricristallizzazione. La prima è dovuta a carbonato di calcio precipitato e riempiente vuoti nelle rocce sedimentarie e rientra nei processi di cementazione; oltre che da calcite il riempimento può essere dato a volte anche da dolomite, anidrite o silice. In particolare i vuoti possono essere rappresentati, oltre che da fratture, dalle cavità di disseccamento e di dissoluzione prima descritte.

La ricristallizzazione si manifesta con accrescimento dei cristalli più piccoli che formano un mosaico gradualmente più grossolano. Si ritiene che questo accrescimento derivi (Bathurst, 1958, 1959) in

parte da variazioni di tensione elastica fra cristalli vicini; inoltre potrebbe derivare dalla tensione superficiale nei cristalli del mosaico, qui i cristalli piccoli sono più solubili dei grandi per la loro maggiore tensione superficiale e in tal modo un deposito a grana fine può acquistare dimensioni maggiori. Per analogia con quanto avviene nei liquidi quest'ultimo processo potrebbe essere denominato « coalescenza in solido » (Bosellini, 1964).

Sono stati proposti (Bathurst, 1958, 1959; Stauffer, 1962) alcuni criteri microscopici per distinguere le due diverse genesi di mosaici calcitici; per i due tipi si hanno criteri indicativi e criteri secondari solo orientativi.

Alcuni fra i criteri indicativi di calcite spatica derivata da deposizione chimica sono: aumento delle dimensioni allontanandosi dalla parete della cavità, orientazione dell'asse ottico e del maggiore allungamento (cristalli a « palizzata ») normalmente alle pareti, margini netti e piani fra i cristalli. Fra i criteri orientativi si ha: granuli arrotondati, cristalli senza inclusioni, mosaico che riempie cavità di evidente natura.

Fra i criteri indicativi per il riconoscimento di calcite spatica di ricristallizzazione si ha: grandezza irregolare dei granuli formanti il mosaico senza variazione sistematica, interruzione da parte del mosaico calcitico di strutture preesistenti, « spettri » di granuli, limiti dei cristalli curvi, dentati o genericamente irregolari. Alcuni fra i criteri orientativi sono: passaggio sfumato tra mosaico e micrite, chiazze irregolari della calcite spatica nella micrite e viceversa.

Più recentemente (Bathurst, 1964), per la sostituzione calcite-aragonite nelle pareti delle conchiglie di molluschi, è stato proposto un nuovo criterio di riconoscimento al microscopio: nelle giunzioni fra tre cristalli di calcite (enfacial junction) si può avere uno di tali angoli uguale a 180° (figg. 3 e 5); nelle druse derivate da riempimento di cavità per dissoluzione-deposizione le giunzioni con tale angolo sono più della metà delle giunzioni triple totali, nella ricristallizzazione allo stato solido (ricristallizzazione in situ) tali giunzioni caratteristiche sono meno del 5%.

3. OSSERVAZIONI E DISCUSSIONE DEI RISULTATI

3. 1. Osservazioni al microscopio mineralogico.

I dati del Bathurst (1964) si riferiscono prevalentemente ai mosaici cristallini delle cavità dei gusci di molluschi. Lo studio eseguito è stato rivolto ad osservare quali variazioni era possibile rinvenire nelle percentuali di giunzioni triple con angolo uguale a 180° presenti nei mosaici di drusa riempienti vari tipi di cavità postdeposizionali.

In particolare, come si è già accennato, le misure sono state eseguite su cavità di disseccamento e cavità di dissoluzione di gusci con l'ausilio del microscopio mineralogico e del Tavolo di Fedoroff.

Che la spatite studiata costituisca dei mosaici di drusa è confermato dalle caratteristiche delle cavità che la ospitano. Queste cavità infatti appaiono chiaramente dovute a fenomeni totalmente o parzialmente postsedimentari. Inoltre in tali mosaici trovano conferma molti dei criteri indicativi e orientativi prima descritti.

Le osservazioni sono state eseguite su sezioni sottili e *peels* (ingrandimenti compresi fra 50 e 400 ×).

I campioni provengono dalle seguenti località dell'Appennino campano:

1 - Monte Camposauro, Cretacico inferiore (« calcari listati » - D'Argenio, 1967).

2 - Monte Camposauro. Cretacico superiore (« calcari ad acteonidi »).

3 - Monte Maggiore. Cretacico superiore (a W dell'abitato di Dragoni).

4 - Monte Vesole. Paleocene (« formazione di Trentinara »).

Le cavità condromorfe provengono dalla località 1; le trapezomorfe provengono dalle località 1 e 3; le cavità da dissoluzione dei gusci di molluschi provengono dalle località 2, 3, 4.

a) *cavità condromorfe.*

Tali cavità sono subsferoidali o allungate; la roccia è una arenite biointraclastica; i granuli sono di dimensioni inferiori a quelle delle cavità e tale fatto fa escludere che queste cavità siano intergranulari.

Al microscopio (fig. 1) è possibile osservare che le dimensioni di tali cavità condromorfe vanno dai decimi di millimetri a 1-2 millimetri; nella direzione lunga possono raggiungere mm. 2-4. Sulle pareti micritiche il mosaico è in cristalli di spatite di piccole dimensioni; a forte ingrandimento tali cristalli sono da subedrali ad anedrali, a volte torbidi e l'estinzione, poco apprezzabile, non sembra del tutto contemporanea nei singoli cristalli.

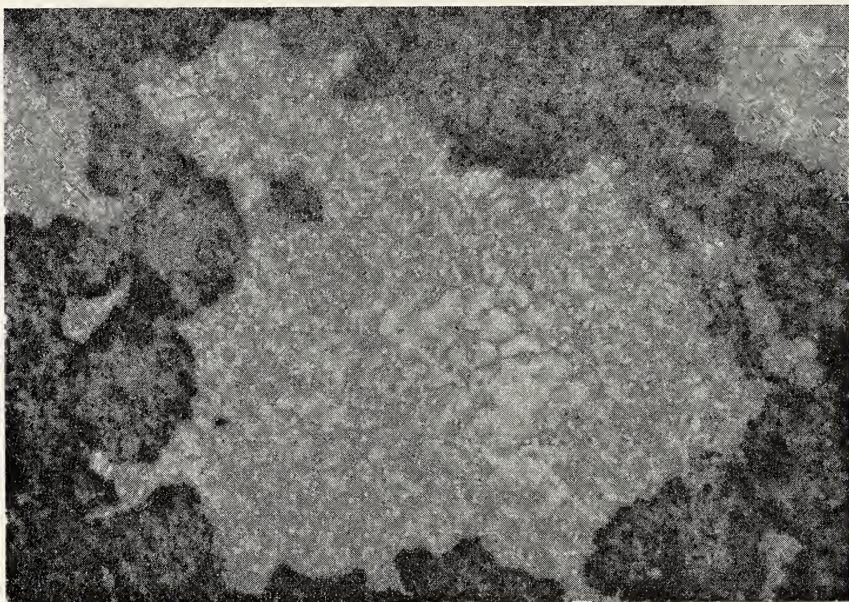


Fig. 1. — Monte Camposauro. Cretacico inferiore, « calcari listati ». Cavità condromorfa. Si notino due generazioni di spatite con aumento delle dimensioni e della limpidezza dei cristalli verso l'interno della cavità. Solo polarizzatore, 80 ×.

Verso il centro i cristalli sono limpidi, aumentano di dimensioni, hanno tendenza subedrale-euedrale, contatti netti ed estinzione uniforme nel singolo cristallo (*para-axial mosaic*, Bathurst, 1964); questi caratteri sono presenti anche nei mosaici delle cavità descritte più oltre. Le dimensioni dei cristalli della parte centrale variano alquanto e, a volte, la loro grandezza è direttamente proporzionale alle dimensioni delle cavità. Sono poco diffuse le forme allungate.

Le misure eseguite sono riportate in tab. I.

TABELLA I

Giunzioni triple nei mosaici calcitici delle cavità di disseccamento condromorfe (diametro medio mm. 1-2) (712 misure)

Numero delle giunzioni triple con angolo = 180°	Numero delle giunzioni triple con angoli < 180°	% delle giunzioni triple con angolo = 180°	Note e dimensioni relative al diametro della cavità
16	23	41.0	spatite < 1 : 8 del diametro
10	20	33.3	spatite piccola preso le pareti
11	13	45.8	spatite < 1 : 5
11	18	37.9	spatite piccola preso le pareti
18	16	52.9	spatite = 1 : 5
24	35	40.7	spatite piccola preso le pareti
17	22	43.6	spatite = 1 : 4
14	26	35.0	spatite piccola preso le pareti
31	31	50.0	spatite = 1 : 4
38	57	40.0	spatite piccola preso le pareti
25	41	37.9	spatite = 1 : 15 presso le pareti
30	43	41.1	1 : 15, cavità solo con spatite piccola
15	17	46.9	spatite = 1 : 6
18	20	47.4	spatite = 1 : 4
25	27	48.1	spatite = 1 : 3

In questa tabella si nota complessivamente una buona conferma del criterio di Bathurst; il numero delle giunzioni triple con uno degli angoli = 180° è molto alto, arrivando a circa il 53% delle giunzioni triple totali. Si possono fare le seguenti osservazioni:

1) Le percentuali delle giunzioni triple con angolo = 180° sono direttamente proporzionali alle dimensioni dei cristalli; in particolare nella spatite costituita da cristalli di piccole dimensioni a ridosso delle pareti di una stessa cavità (cristalli delle prime fasi del riempimento) si hanno valori minimi del 33%, tale valore arriva al 53% nei cristalli più grossi verso il centro.

2) Le percentuali basse di giunzioni caratteristiche non sembrano una conseguenza di fasi del riempimento (e quindi di probabile varia-

zioni del chimismo nelle soluzioni) ma possono derivare, come si è detto, solo dalle dimensioni dei cristalli: infatti tali percentuali mediamente basse si riscontrano anche nei cristalli piccoli, più o meno limpidi, riempienti totalmente alcune cavità.

Si può dedurre che l'alta percentuale generale di giunzioni triple con angolo = 180° è solo una conseguenza della deposizione chimica del mosaico come osservato da Bathurst (1964); essa non sembra influenzata, con le osservazioni fino ad ora eseguite, da eventuali variazioni nel chimismo delle soluzioni sature di carbonato di calcio bensì solo dalle dimensioni dei cristalli.

Nei cristalli più piccoli immediatamente a ridosso della micrite non si può escludere una genesi per ricristallizzazione a spese della micrite stessa.

Un'interessante osservazione che riguarda i singoli cristalli è la presenza, in molti individui, di un'accentuata anomalia ottica; questi infatti si presentano chiaramente biassici con 2 V piccolo, ma che raggiunge spesso i 10°. A volte la figura di interferenza biassica appare smembrata; la birifrazione è negativa, i cristalli mostrano sfaldatura romboedrica e geminazioni polisintetiche lamellari tipiche della calcite. In assenza di studi più approfonditi si può ipotizzare che tale anomalia sia una conseguenza di deformazioni meccaniche particolari connesse con gli eventi tettonici che hanno interessato la piattaforma carbonatica mesozoica durante l'orogenesi appenninica; a volte qualche cristallo appare lievemente incurvato.

b) *cavità trapezomorfe.*

Le cavità trapezomorfe osservate hanno larghezza fino a mezzo centimetro e lunghezza massima di parecchi centimetri; esse si sviluppano in rocce analoghe a quelle contenenti le cavità condromorfe.

Più interessante è, in queste cavità, la tessitura del mosaico calcitico che può essere diviso in tre parti (fig. 2): sulle pareti inizia, al solito, una prima generazione di cristalli piccoli subedrali-anedrali, si hanno poi cristalli grossi ad abito allungato più o meno ortogonale alle pareti delle cavità; tali cristalli terminano spesso a punta (« cristalli a palizzata »), sono euedrali e possono giungere fino a 1 : 3 della larghezza della cavità.

Si hanno infine cristalli alquanto grossi, subedrali, che occludono la cavità. Non sempre si ha questa successione netta; la limpidezza aumenta dalle pareti al centro della cavità, come è già noto, ed è interessante notare che spesso lo stesso cristallo (tra quelli a palizzata)



Fig. 2. — Monte Camposauro. Cretacico inferiore, « calcari listati ». Cavità trapezomorfa. È possibile osservare 3 generazioni di cristalli costituenti il mosaico occludente la cavità: sulle pareti della cavità si ha spatite di piccole dimensioni, verso il centro grandi cristalli a palizzata ed infine cristalli subedrali più limpidi. Nicols + , 13 × .

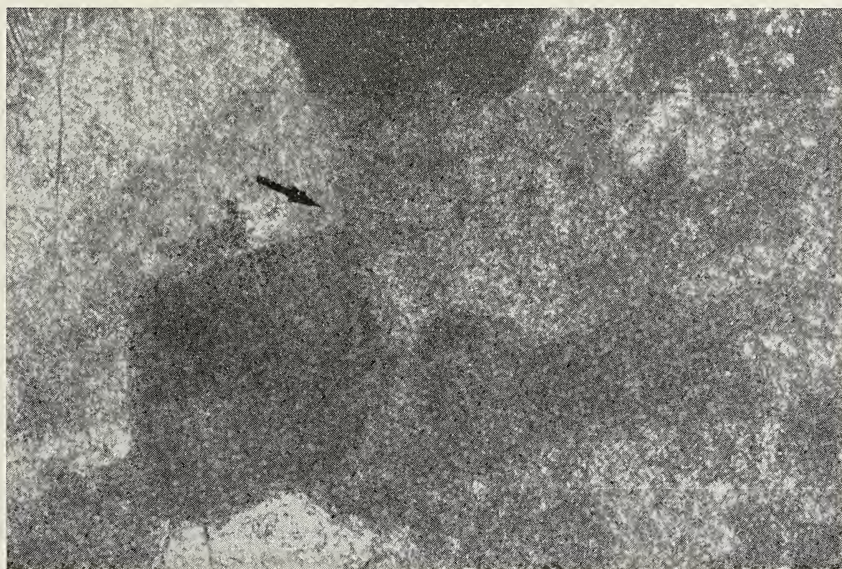


Fig. 3. — Particolare dalla fig. 2 (parte centrale della cavità). La freccia indica una delle giunzioni triple con angolo = 180° (enfancial junction). Nicols + , 50 × .

inizia torbido e termina limpido. A volte l'occlusione finale è data da sedimento micritico argilloso rossastro e si può notare in qualche campione alternanza di riempimento micrite-spatite limpida.

Le misure delle giunzioni triple sono riportate in tab. II.

TABELLA II

Giunzioni triple nei mosaici delle cavità di disseccamento trapezomorfe (310 misure)

Numero delle giunzioni triple con angolo = 180°	Numero delle giunzioni triple con angoli < 180°	% delle giunzioni triple con angolo = 180°	Note e dimensioni relative
17	14	54.8	spatite a palizzata
22	33	40.8	spatite piccola presso le pareti
22	20	52.4	spatite a palizzata
19	18	51.4	idem
8	9	47.0	spatite più interna
12	17	41.4	spatite piccola presso le pareti
18	23	43.9	spatite più interna
11	13	45.8	idem
16	18	47.1	idem

Il numero delle giunzioni triple con angolo = 180° è abbastanza grande essendo fra 41 e 55% delle giunzioni triple totali. I cristalli piccoli della prima fase di riempimento, presso la parete della cavità e più o meno anedrali, hanno il valore più basso di giunzioni triple caratteristiche (41%), questo raggiunge il massimo nei cristalli, euedrali, a palizzata (51-55%) e diminuisce leggermente nei cristalli subedrali (fig. 3) della parte centrale (44-47%).

Ciò conferma il criterio di Bathurst (1964); anche qui il fattore che influenza le percentuali delle giunzioni triple con angolo uguale a 180° sembra essere la dimensione dei cristalli unito alla loro maggiore o minore euedralità.

Vedremo in seguito che le orientazioni dei cristalli a palizzata hanno la direzione di maggiore allungamento (asse singolare di simmetria) tendenzialmente ortogonale alle pareti delle cavità.

Anche in queste cavità si notano cristalli di calcite con anomalia ottica.

c) *cavità da dissoluzione dei gusci di molluschi.*

Sono state studiate sezioni di gasteropodi interi o in frammenti e qualche lamellibranco, essi sono contenuti in genere in micrite biointraclastica. A volte è conservato l'*inviluppo micritico* dei gusci che in qualche punto mostra fenomeni di collasso interno (Bathurst, 1964). Si nota il solito aumento di dimensioni dei cristalli verso il centro delle cavità e il mosaico parassiale.

Spesso lungo le sezioni perpendicolari alla cavità lasciata dalla parete del guscio dei gasteropodi il mosaico mostra la successione tessiturale (fig. 4) già osservata nelle cavità trapezomorfe (fig. 2); partendo dalla parete si ha: piccoli cristalli anedrali-subedrali, cristalli a palizzata euedrali all'estremità, cristalli subedrali.

TABELLA III

Giunzioni triple nei mosaici delle cavità derivate da dissoluzione delle pareti di gusci di gasteropodi (1412 misure)

Numero delle giunzioni triple con angolo = 180°	Numero delle giunzioni triple con angoli < 180°	% delle giunzioni triple con angolo = 180°	Note
18	45	28.6	spatite piccola a ridosso delle pareti
32	75	29.9	
77	162	32.2	
122	178	40.7	
40	54	42.6	
55	42	56.7	spatite a palizzate
76	42	64.4	
95	121	44.0	spatite nella parte più interna della cavità
33	37	47.1	
51	57	47.2	

Le misure degli angoli (tab. III) indicano, al solito, una percentuale delle giunzioni triple con angolo = 180° più bassa per il mosaico di spatite di piccole dimensioni nella zona a ridosso delle pareti (29-43%), il valore più alto è stato trovato nell'area dei cristalli a palizzata (57-64%), il valore medio (44-47%) nei cristalli centrali (fig. 5).

Si ritrova quindi in questi tre tipi di tessitura, piuttosto ricorrenti nelle cavità che mostrano una dimensione più lunga, l'ordine di grandezza delle percentuali osservate nelle cavità trapezomorfe.



Fig. 4. — Monte Camposauro. Cretacico superiore, « calcari ad acteonidi ». Particolare della cavità di dissoluzione del guscio di un acteonide. È possibile osservare un mosaico di drusa con caratteristiche analoghe a quelle presentate dalla calcite occludente la cavità trapezomorfa della fig. 2. Peel 75 × .

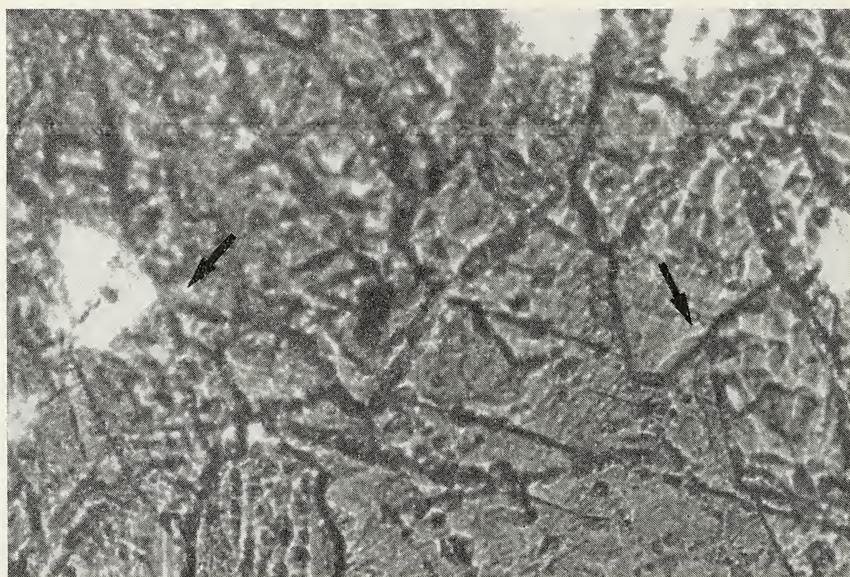


Fig. 5. — Particolare della fig. 4. Le frecce indicano alcune fra le molte giunzioni triple con angolo = 180° osservabili in questa figura e nella fig. 4. Peel, 350 × .

Come già osservato in parte nelle cavità condromorfe, ai fini di trovare relazioni fra dimensioni dei cristalli, spazio libero e percentuale delle giunzioni triple con angolo = 180°, sono state eseguite misure nelle cavità equidimensionali di frammenti di gusci con diametro 1-2 millimetri tralasciando i cristalli molto piccoli.

Le dimensioni delle cavità mostrano di influenzare con proporzionalità diretta le dimensioni dei granuli, comunque non è ancor certo che questa sia una regola generale. Una proporzionalità più diretta si ritrova invece fra dimensioni dei cristalli e percentuali delle giunzioni triple con l'angolo di 180°.

TABELLA IV

Giunzioni triple nei mosaici calcitici delle cavità da dissoluzione delle pareti di gusci di gasteropodi (frammenti, dimensioni mm. 1-2) (433 misure)

Numero delle giunzioni triple con angolo = 180°	Numero delle giunzioni triple con angoli < 180°	% delle giunzioni triple con angolo = 180°	Dimensioni relative della spatite
20	35	36.4	1 : 8, 1 : 10
17	36	32.1	1 : 8
18	28	39.1	1 : 5
34	36	48.6	1 : 4, 1 : 5
16	20	44.4	1 : 3, 1 : 4
12	20	37.5	1 : 3
23	30	43.4	1 : 3
12	15	44.4	1 : 3
11	10	52.3	1 : 2
14	12	53.4	1 : 2
8	6	57.1	1 : 2

In tabella IV i mosaici con le rispettive misure delle giunzioni triple sono stati disposti, dall'alto in basso, secondo l'aumento delle dimensioni dei cristalli di calcite; passando dai cristalli di piccole dimensioni a quelli con cristalli di dimensioni maggiori si va dal 32 al 57%.

Si nota in alcuni cristalli di calcite l'anomalia ottica con biassicità e smembramento della figura di interferenza.

In conclusione nei mosaici calcitici derivati da dissoluzione-deposizione delle conchiglie di molluschi le misure confermano bene il criterio di Bathurst (1964). Si può comunque precisare che le percentuali delle giunzioni triple con angolo = 180° sono influenzate dai tre fattori seguenti:

1) *Forma dei cristalli*: dai bordi alla parte interna delle cavità allungate la minima percentuale si ha nei cristalli piccoli anedrali-subedrali presso i bordi, la massima nei cristalli allungati (più o meno a palizzata e più o meno euedrali), la media nei cristalli subedrali della zona più interna.

2) *Dimensioni dei cristalli*: questo fattore è già in parte compreso nel precedente; i cristalli di piccole dimensioni sia presso i bordi delle cavità o riempienti totalmente queste, hanno percentuali più basse di giunzioni triple con angolo = 180°, quelli più grossi hanno percentuali maggiori.

3) *Dimensioni delle cavità*: lo spazio libero influenza più o meno direttamente le dimensioni dei cristalli la cui grandezza spesso aumenta con le cavità stesse. Le dimensioni dei cristalli hanno mostrato una proporzionalità diretta con le percentuali delle giunzioni triple con angolo di 180° per cui si può dire che fra dimensioni delle cavità e percentuali di giunzioni caratteristiche c'è una certa proporzionalità diretta.

d) *cavità da fratture.*

Le cavità di fratture osservate, larghe 2-3 millimetri, hanno, rispetto alle cavità di disseccamento studiate, carattere « isterogenetico », spesso infatti esse attraversano sia le cavità condromorfe che le trapezomorfe.

Anche qui il mosaico mostra una prima generazione di cristalli piccoli a ridosso delle pareti e aumento delle dimensioni verso il centro, si notano pure cristalli allungati con la dimensione maggiore normale alle pareti.

Al solito vi è qualche cristallo con anomalia ottica.

TABELLA V

Giunzioni triple nei mosaici calcitici delle cavità da fratture (larghezza 2-3 millimetri) (263 misure)

Numero delle giunzioni triple con angolo=180°	Numero delle giunzioni triple con angoli<180°	% delle giunzioni triple con angolo = 180°	Dimensioni relative
21	31	40.4	spatite piccola preso le pareti
20	24	45.5	idem
22	27	44.9	spatite grossa della parte interna
38	44	46.3	idem
17	19	47.2	idem

Le misure (tab. V) confermano le osservazioni precedenti riguardo l'oscillazione delle percentuali delle giunzioni triple caratteristiche.

3. 2. Osservazioni al tavolo di Fedoroff.

Le osservazioni sono state iniziate sulle sezioni ortogonali alle pareti delle cavità trapezomorfe che mostravano i cristalli a palizzata (fig. 2).

In queste sezioni i cristalli allungati hanno la direzione maggiore più o meno ortogonale alle pareti e giacente nel piano delle sezioni; una prima conferma dell'ortogonalità dell'asse ottico (e dell'allungamento) rispetto alle pareti veniva dal fatto che in queste sezioni, usando il solo asse di controllo, entrambe le direzioni di estinzione erano comprese in sezioni principali. Nei cristalli uniassici questo comportamento si può avere solo nelle sezioni tagliate parallelamente all'asse ottico.

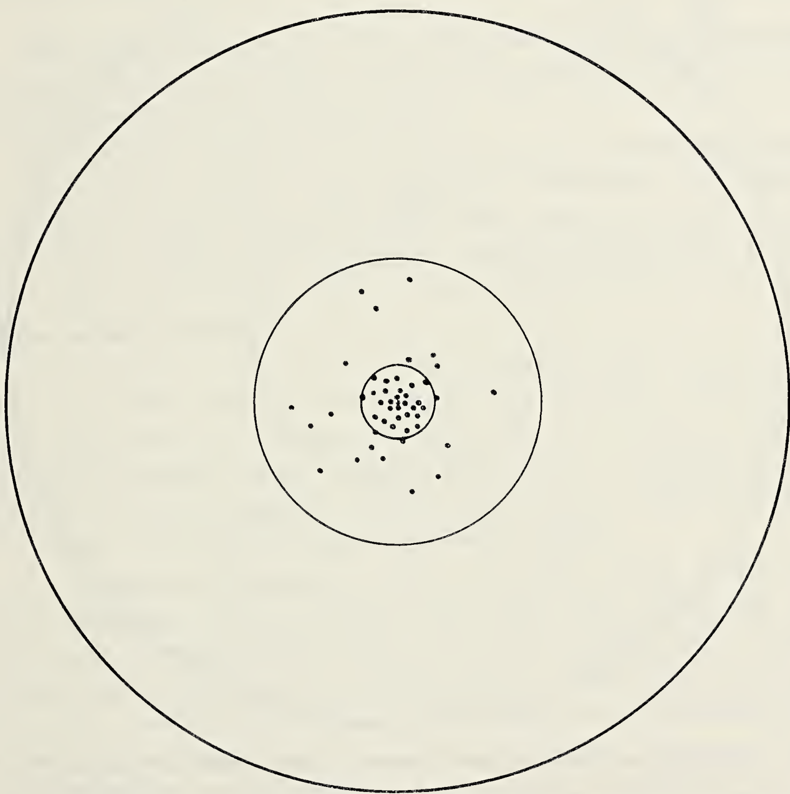


Fig. 6. — Cavità trapezomorfe, sezioni parallele (piano di proiezione) alle pareti delle cavità. Orientazione dell'asse ottico dei cristalli a palizzata.

Le sezioni parallele alle pareti delle cavità, al livello dei cristalli a palizzata, davano l'emergenza dell'asse ottico di questi rendendo possibili le misure di fig. 6.

Come si vede i cristalli a palizzata non sono rigorosamente normali alle pareti comunque si nota un notevole addensamento nel centro della proiezione: un gran numero si allontana di soli 10° dalla normale al piano della parete (piano della proiezione). Si deve comunque tener presente che le pareti delle cavità osservate non erano rigorosamente piane, per cui l'ortogonalità può essere più marcata di quella che risulta dalle sezioni e dalla proiezione.

Questa orientazione è simile anche nei cristalli a palizzata presenti nei gusci di molluschi.

Nelle sezioni ortogonali alle pareti si sono eseguite misure sui

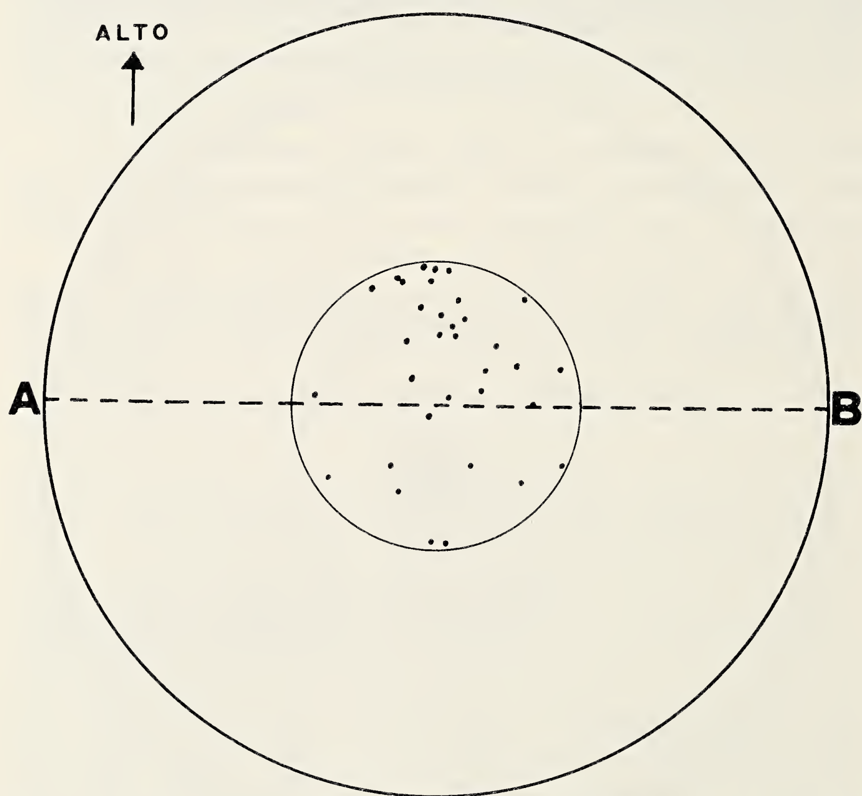


Fig. 7. — Cavità trapezomorfe, sezioni normali (piano di proiezione) alle pareti delle cavità. Orientazione dell'asse ottico dei cristalli della parte più interna. A-B: direzione dell'allungamento delle cavità.

cristalli subedrali della parte più interna; qui le orientazioni dell'asse ottico sono risultate casuali. Poichè l'asse di controllo dava la possibilità di una inclinazione massima della sezione di 40° si sono segnate le emergenze degli assi ottici dei soli cristalli che lo permettevano.

Nella fig. 7 il piano di proiezione corrisponde al piano ortogonale alle pareti delle cavità trapezomorfe, la direzione AB corrisponde a quella dell'allungamento. Si nota una dispersione evidente dell'orientazione dell'asse ottico; una quantità di cristalli circa 6 volte superiore a quelli segnati aveva l'asse ottico inclinato più di 40°.

Questa orientazione casuale è simile in tutti i cristalli non allungati delle varie cavità di disseccamento e di dissoluzione di molluschi osservate.

4. CONCLUSIONI

Nello studio della diagenesi dei sedimenti carbonatici la distinzione dei mosaici (più comunemente calcitici) di deposizione chimica da quelli di ricristallizzazione è molto importante.

Il Bathurst (1964) per tale distinzione ha recentemente proposto per alcuni tipi di queste cavità (cavità da dissoluzione dei gusci di molluschi) il criterio delle percentuali delle giunzioni triple con angolo = 180°. In particolare nel processo dissoluzione-deposizione le osservazioni degli autori indicano che si è avuto un periodo di vuoto prima del riempimento calcitico.

Nel presente lavoro il criterio delle giunzioni triple è stato innanzitutto esteso alle cavità di disseccamento (condromorfe, trapezomorfe) e ad alcune cavità da frattura; la natura stessa di queste cavità e lo studio del materiale interno indica che si tratta di riempimento; in particolare i criteri empirici osservati nei mosaici calcitici mostrano che si tratta di riempimento per deposizione chimica.

Le percentuali di giunzioni triple con angolo uguale a 180° (33-55%) confermano che tale criterio può essere esteso anche agli altri tipi di cavità postdeposizionali. Qui non si può escludere che i cristalli di dimensioni molto piccole, immediatamente a ridosso delle pareti, sui quali non è possibile fare misure, siano derivati da ricristallizzazione.

Sono stati osservati anche mosaici nei gusci dei gasteropodi e nei loro frammenti.

Si sono notate pure, nella spatite di riempimento, caratteristiche

simili di tessitura soprattutto nelle cavità trapezomorfe e nelle cavità di dissoluzione dei gusci di gasteropodi: presso le pareti si hanno cristalli anedrali-subedrali, poi cristalli a palizzata e infine, nella parte più interna, cristalli subedrali. Le dimensioni aumentano, secondo le osservazioni già note, a partire dalle pareti alle zone interne. Generalmente, ma non sempre, un aumento delle dimensioni delle cavità porta ad aumento delle dimensioni nei cristalli del mosaico.

Sulla base delle osservazioni fatte finora è possibile dire che le percentuali delle giunzioni triple con angolo uguale a 180° possono essere influenzate dai seguenti fattori:

1) *Forma dei cristalli* (percentuale minima nei cristalli anedrali-subedrali piccoli presso le pareti delle cavità, massime nei cristalli a palizzata).

2) *Dimensioni dei cristalli* (percentuali massime nei cristalli di maggiori dimensioni).

3) *Dimensioni delle cavità* (percentuali massime più o meno proporzionali alle dimensioni delle cavità).

Su 3130 misure fatte le medie aritmetiche generali delle giunzioni triple con angolo uguale a 180° nei vari tipi di spatite, prescindendo dalla natura delle cavità, risultano le seguenti:

Spatite anedrale-subedrale di piccole dimensioni situata in genere presso le pareti delle cavità	38%
Spatite allungata euedrale-subedrale (sovente a palizzata) . .	56%
Spatite subedrale delle zone interne	47%

Le misure al Tavolo di Fedoroff indicano che nei cristalli a palizzata l'allungamento, coincidente con l'asse ottico, è tendenzialmente ortogonale alle pareti; tutti gli altri cristalli risultano avere orientazioni casuali.

Questi dati derivano da osservazioni statistiche e pertanto maggiori precisazioni potranno derivare dall'ampliamento degli studi.

Napoli, Istituto di Geologia - Istituto di Mineralogia e Petrografia, novembre 1968.

BIBLIOGRAFIA

Bathurst R. G. C., 1958 - *Diagenetic fabrics in some British Dinantian limstone.* Liverpool and Manchester, Geol. Jour., **2**.

Bathurst R. G. C., 1959 - *Diagenesis in Mississipian calcilutites and pseudo-breccias,* Journ. Sed. Pet., 3, **29**.

Bathurst R. G. C., 1964 - *The replacement of Aragonite by Calcite in the Molluscan Shell Wall.* In Imbrie e Newell *N. Approaches to Paleoecology.* Wiley ad Sons., New York.

Bosellini A., 1964 - *Sul significato genetico e ambientale di alcuni tipi di rocce calcaree in base alle più recenti classificazioni.* Mem. Museo St. Nat. Ven. Tridentina, **15**, (2), Trento.

D'Argenio B., 1966 - *Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **75**, Napoli.

D'Argenio B., 1967 - *Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennino campano).* Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., **6**, s. 3ª, n. 2.

Fischer A. G., 1965 - *The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic.* Kans. Geol. Surv. Bull., **169** (1964).

Friedman G. M., 1964 - *Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.* Journ. Sed. Pet., **34**.

Friedman G. M., 1965 - *Terminology of cristallization Textures and Fabrics in sedimentary rochs.* Journ. Sed. Pet., **35**.

Ginsburg R. N., 1957 - *Early diagenesis and lithification of shallow water carbonate sediments of South Florida.* In: Le Blanc J., Breeding J. G., *Regional aspects of carbonate deposition.* S.E.P.M.A. Spec. Publ., n. 5.

Stauffer K. W., 1962 - *Quantitative petrographic study of Paleozoic carbonate rochs, Caballo Moutains.* Jour. Sed. Pet., **32**, n. 3, New Mexico.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 415-472, 27 figg.

Frane di scoscendimento nell'Aspromonte tirrenico (Calabria): cause, sviluppo e proposta di sistemazione (*)

Nota del socio ANTONINO IETTO

(Tornata del 20 dicembre 1968)

Riassunto. — Nel presente lavoro viene trattato il problema della elevata franosità che presentano i terreni cristallino-metamorfici della Calabria ed in particolar modo quelli dell'Aspromonte occidentale costituiti in prevalenza da gneiss e scisti.

Di tale fenomeno, vengono studiati sia le cause generali preparatorie (geologia, clima, idrografia, morfologia, caratteristiche tecniche dei materiali), nonché le modalità di sviluppo. Vengono, infine, anche esposti alcuni sistemi di intervento tendenti ad un risanamento generale dei versanti nonché delle singole masse in frana nella considerazione che queste possano venire interessate da opere di ingegneria.

Le frane studiate vengono classificate e definite come « scoscendimenti solidali progressivi » nel senso che si sviluppano lungo superfici di scorrimento non precostituite e la massa rocciosa in traslazione non si scompagina ma gli elementi costituenti conservano, grosso modo, i reciproci rapporti di giacitura. Si verifica, inoltre, che lo sviluppo di una frana alla base del versante ne richiama, progressivamente, altre più a monte.

Questi movimenti, come viene dimostrato da un'indagine sismica, si sviluppano nel manto roccioso fortemente allentato, degradato e con velocità delle onde sismiche da 0,4 ad 1,4 Km/sec, il quale ricopre, con spessori dai 10 ai 20-25 metri, il complesso cristallino-metamorfico.

Il fattore, ultimo nel tempo, che determina dette frane si riscontra nell'azione erosiva che esercitano le acque superficiali al piede dei versanti. Ciò viene anche posto in relazione col recente sollevamento tettonico plio-quaternario che ha interessato tutta l'area studiata.

Un'indagine statistica ha, inoltre, consentito di accertare che la massima frequenza degli scoscendimenti si realizza per versanti con pendenza comprese tra 40 a 60°.

Per quanto concerne le opere di sistemazione a carattere generale, si riscontra la necessità di eliminare o almeno ridurre notevolmente l'azione erosiva, operata dalle

(*) Lavoro svolto con i contributi C.N.R.

acque, mediante opportuni drenaggi, sollevando le linee dei talweg con briglie ed impedendo lo scalzamento al piede dei versanti con difese radenti.

Per quanto concerne la sistemazione delle singole masse in frana, gli interventi più funzionali vengono ravvisati in cementazioni mediante iniezioni ed ancoraggi delle masse medesime al substrato integro.

Summary. — In western Aspromonte, Calabria, very frequent landelides take place in the metamorphic terranes, particularly in gneisses and schists.

The general pattern (geology, climate, hydrography, morphology, etc.) and development of the landslide phenomena are surveyed and some criteria for possible engineering works to recover the slopes and tre landslides bodies are proposed.

The landslides which have been studied are classified as « progressive unitary landslides » (« scoscendimenti solidali progressivi ») since the rocky mass moves without internal deformation along sliding surfaces which were not established previously. Moreover, a landslide that develops at the foot of a slope originates an other progressive slump uphill.

The aforesaid processes are localized inside the surficial, highly incoherent weathered veneer, which covers the metamorphic basement for a thickness ranging from 10 to 25 meters; a sismic survey shows body velocities of 0.4 - 1.4 km/sec.

The landslide processes have to be seen in the frame of the general Pliocene-Pleistocene uplift of the surveyed area and their immediate causes have to be related to the running water undercutting erosion at the hillsides.

The highest frequency of landslides, as proved by a statical analysis, occurs on the hillsides which show an average slope between 40 and 60 degress.

The engineering works proposed for a general slope recovering are those able to reduce, if not to eliminate, the running water erosion (drainage, bottom line elevation by small dams, etc.), whereas it is believed that the single sliding bodies could be retrieved more easily through cementation by injection and anchorage of the landslide to the undisturbed basement.

1. PREMESSA.

Durante lo svolgimento di alcuni lavori relitivi alla costruenda autostrada Salerno-Reggio Calabria, a partire dal 1965, è stato possibile rilevare, sui versanti tirrenici dell'Aspromonte, l'esistenza di alcuni diffusi movimenti franosi che interessano le formazioni cristallino-metamorfiche. Col presente lavoro, si è giudicato opportuno esporne le caratteristiche nonché alcuni possibili sistemi di risanamento.

La fenomenologia del generale stato di dissesto della regione calabrase, specie nel momento attuale, è abbastanza nota e molto se ne parla ma a ciò non corrisponde un'altrettanta precisa conoscenza dell'aspetto tecnico-scientifico del fenomeno. Infatti, pur non potendosi definire scarsa la bibliografia relativa ai movimenti franosi in Calabria, risulta invece alquanto limitato il numero dei lavori tendenti a dare una vi-

sione generale dei fenomeni nelle loro cause e nel loro sviluppo. Tra questi, soltanto i lavori di P. Nicotera (1959), F. Ippolito (1954-1955a, b) e G. Montanari (1939-40-41) tendono ad un inquadramento organico del problema del dissesto del suolo calabrese.

Le osservazioni da noi condotte in questi ultimi anni sul metamorfico della Sila e, specie, dell'Aspromonte ci aiutano a sperare che il presente lavoro possa costituire un contributo alla conoscenza di almeno un aspetto del problema generale. Infatti, il tipo di frane da noi esaminato, per quanto trattato ampiamente in lavori a carattere generale, per ciò che concerne la regione calabrese non è stato finora oggetto di studio specifico, non solo, ma, a chi non si interessa di studi di geomorfologia regionale, risulta pressocché sconosciuto. Trattasi, del resto, di movimenti franosi che sul terreno non presentano evidenziati quegli elementi che comunemente si attribuiscono ad una frana: fronte di distacco, alveo e cumulo di frana con materiali in giacitura caotica. In genere, nel nostro caso, è osservabile in campagna, e non sempre chiaramente, soltanto il fronte di distacco ed una porzione dell'alveo.

Pertanto, data la facilità con la quale possono passare inosservati, questi fenomeni risultano molto infidi specie nel caso che su masse rocciose, preposte o interessate da movimenti franosi di questo tipo, debbano realizzarsi opere di ingegneria civile.

I movimenti franosi, dei quali si dirà in appresso, sono stati osservati lungo i versanti tirrenici dei rilievi che sovrastono Paola, S. Lucido ed Amantea in provincia di Cosenza; sul versante tirrenico della dorsale di Vibo Valentia, specie tra Pizzo e Filadelfia; lungo le propaggini occidentali dell'Aspromonte, da Palmi a Scilla. Si ritiene, pertanto, che il fenomeno in oggetto possa interessare, più o meno, tutte quelle zone della regione calabrese a costituzione cristallino-metamorfica, per quei punti dove si realizzano determinate premesse di carattere climatico, idrografico, geologico ecc.

Le osservazioni più complete e lo studio dei fenomeni sono stati condotti sui versanti tirrenici dell'Aspromonte e precisamente nella zona delimitata, a nord, dalla costa tra Bagnara e Scilla ed, a sud, dal medio corso della fiumara Catona. Si è prescelta questa zona sia per il più facile accesso che essa consente e sia, principalmente, per il fatto che presenta la maggior frequenza di movimenti franosi. Quanto si dirà, quindi, nel presente lavoro si riferisce principalmente ai versanti occidentali dell'Aspromonte, con particolare riferimento all'area anzi definita e riportata in figura 1 e 22.

Prima di passare alla trattazione dell'argomento, desidero qui rivolgere un ringraziamento al prof. Francesco Scarsella, direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, per aver consentito e reso possibile lo svolgimento di queste ricerche.

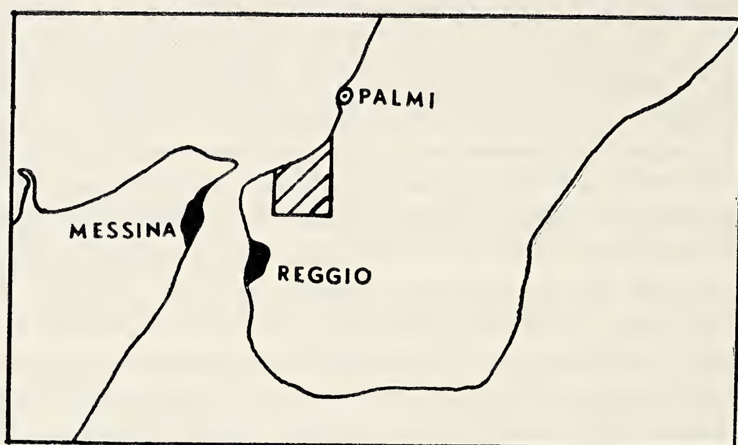


Fig. 1. — Ubicazione dell'area studiata.

2. AMBIENTE GENETICO E FATTORI PREPARATORI.

2. 1. Cenni di geologia.

La zona considerata nel presente lavoro ricade nell'area di affioramento del complesso cristallino-metaforfico paleozoico dell'Aspromonte con locali coperture di depositi marini quaternari costituiti da sabbie e conglomerati.

I termini litologici che costituiscono il complesso metamorfico sono, in ordine di prevalenza:

a) paragneiss in strati, banchi e, a luoghi, massicci o a stratificazione indistinta. Specie lì dove più netta è la stratificazione, la roccia presenta, all'interno dello strato, una ben marcata e distinta tessitura parallela dei minerali, con bande più scure costituite da elementi femici (in prevalenza biotite) e bande più chiare a composizione quarzoso-feldspatica o quarzosa. In generale si ha una netta prevalenza dei termini sialici rispetto ai termini femici;

b) scisti metaforfici vari: quarzoscisti, micacisti e, raramente, talcoscisti. Sono talora presenti anche limitate lenti di scisti filladici

con superfici cloritizzate o sericitizzate e lenti di marmi grigi. I termini scistosi si intercalano, in pacchi, con andamento stratoide ai gneiss, con frequenza variabile da luogo a luogo. Gli spessori di queste intercalazioni variano da 10-15 cm ad oltre il metro;

c) filoni di quarzo con andamento sia parallelo che, più frequentemente, trasversale alla stratificazione. Gli spessori sono molto variabili sia tra filone e filone che nell'ambito del medesimo filone ed in genere oscillano tra un minimo di 5-10 cm ed un massimo 1,5-2 metri;

d) masse intruse a conformazione grosso modo lenticolare, composte da quarzo e feldspato con struttura variabile dalla pagmatitica alla granulitica. Frequentemente risulta associata la muscovite in grosse lamine, specie lì dove la roccia presenta struttura pegmatitica. In alcuni punti (torrente Praialonga e corso superiore della fiumara Sfalassà), sono state rinvenute masse di questo tipo composte quasi esclusivamente da quarzo e mica muscovite. L'affioramento maggiore di questi termini è stato rinvenuto in contrada Muro, sui versanti in destra orografica alla parte terminale del corso della fiumara Favazzina e presenta dimensioni sul terreno di circa 70 × 30 metri.

Il complesso cristallino-metamorfico, come già detto, si presenta a luoghi ricoperto da depositi marini quaternari. Trattasi di sabbie grossolane, sciolte o debolmente cementate, composte da granuli di quarzo, mica, per lo più muscovite e, subordinatamente, feldspato. In genere non presentano stratificazione distinta ma l'orizzontalità della loro giacitura è desumibile dalle intercalazioni di livelli di ciottoli cristallini. Lo spessore di questi depositi, da pochi ad oltre 70-80 metri, varia a seconda della morfologia del substrato metamorfico sul quale trasgrediscono.

Dal punto di vista strutturale, l'area esaminata dimostra chiaramente le conseguenze delle varie fasi tettoniche che l'hanno interessata a partire dall'ercinica. Infatti, se si escludono i depositi quaternari, poco o niente disturbati dalle ultime fasi di sollevamento in blocco della regione, il complesso cristallino-metamorfico, invece, si presenta intensamente fratturato con frequenti zone cataclastiche e numerosi piani di frattura ravvicinati e variamente incrociantisi. Ciò ha reso impossibile il rilevamento diretto sul terreno delle direzioni di fratturazione predominanti e, quindi, è stato necessario ricorrere ad un'analisi statistica dalla quale sono derivati i diagrammi di fig. 2, 3 e 4. Le misure relative a questi diagrammi sono state prese, in massima parte, in galleria e si riferiscono a tre punti principali:

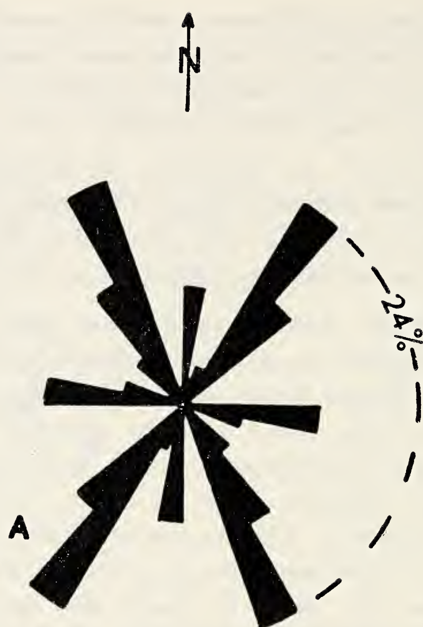


Fig. 2. — La spiegazione è nel testo.

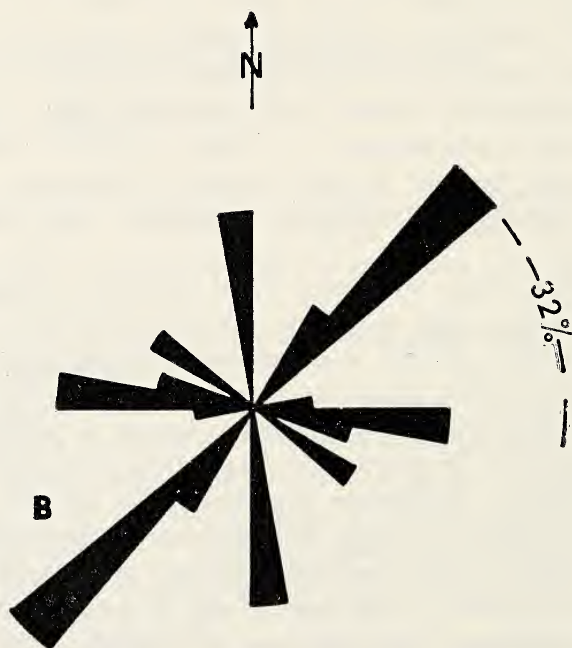


Fig. 3. — La spiegazione è nel testo.

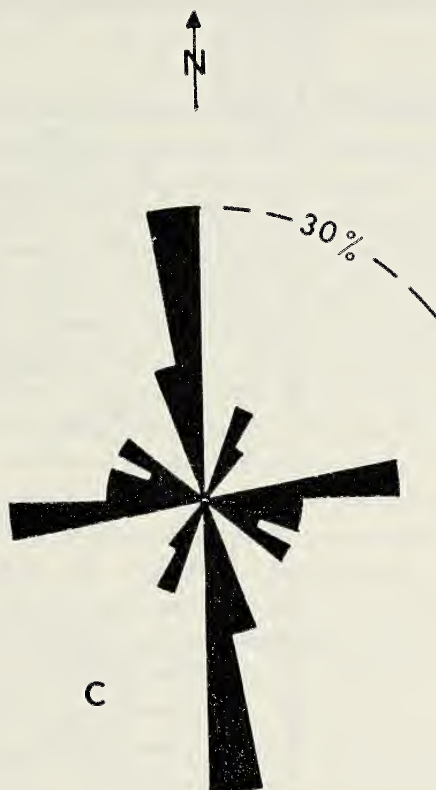


Fig. 4. — La spiegazione è nel testo.

A - tratto terminale del corso della fiumara di Favazzina (350 misure). Diagramma A.

B - versanti di contrata Feliciusu (100 misure) e primi 200 metri della galleria omonima sull'autostrada Salerno-Reggio C. (250 misure). Diagramma B.

C - versante sinistro della fiumara Sfalassà in corrispondenza del ponte dell'autostrada Salerno-Reggio C. (80 misure) e galleria S. Giovanni che continua a sud il ponte suddetto (320 misure). Diagramma C.

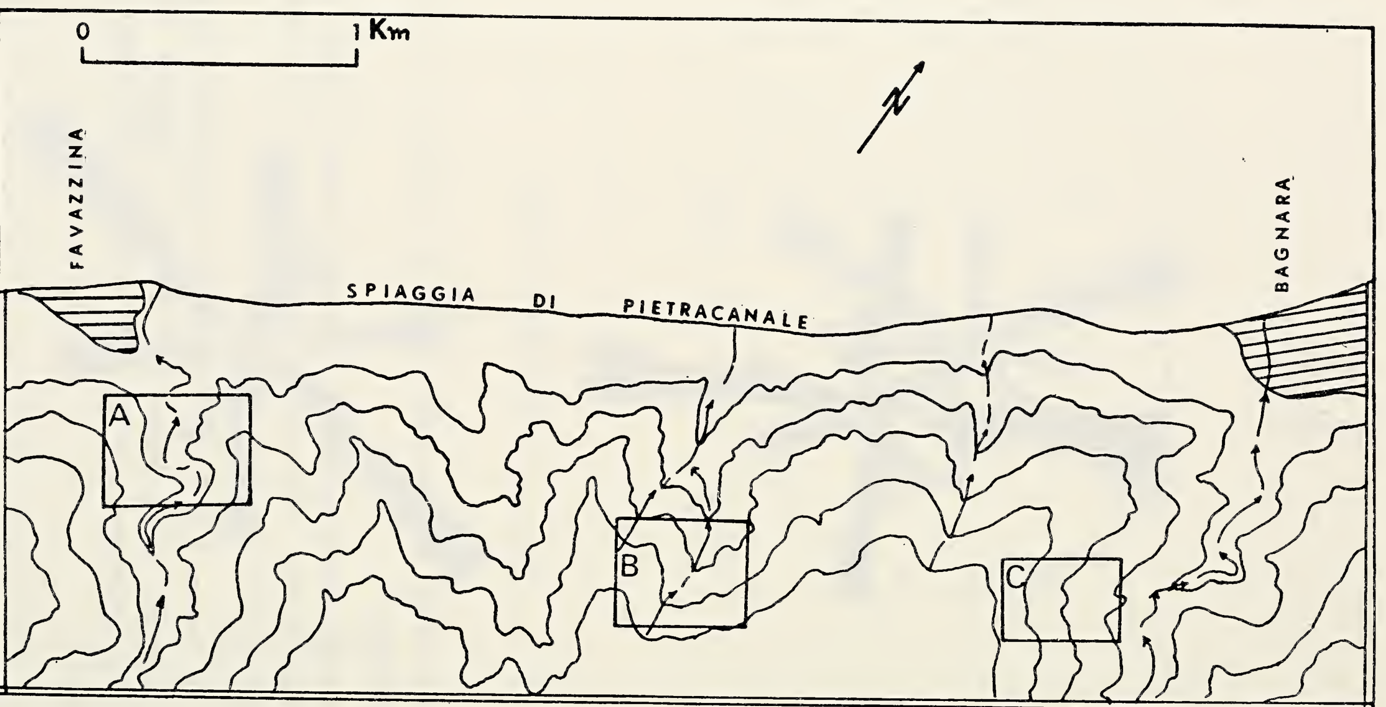


Fig. 5. — Ubicazione delle aree nelle quali sono state effettuate le misure relative ai diagrammi delle figure 3, 4, 5. L'equidistanza tra le curve è di 100 metri.

2. 2. Clima.

Gli aspetti climatici della zona presa in esame, come di tutta la Calabria tirrenica, sono essenzialmente condizionati dalla posizione e dalle caratteristiche geografiche di tutta la regione: una stretta penisola montuosa, allungata in direzione NE-SO, pressocché priva di grosse pianure costiere e con i rilievi elevantisi direttamente dal mare.

Ai fini del nostro lavoro, i fattori climatici da considerare in particolar modo sono il regime delle piogge e le variazioni termiche.

Per quanto concerne il regime delle piogge si nota che qualsiasi zona della Calabria è esposta, più o meno, ai venti che spirano dai quadranti occidentali (libeccio, ponente, maestrale), i quali caricatisi di umidità nell'attraversare il Tirreno, riversano il loro contenuto in acqua non appena incontrano i primi contrafforti montuosi per l'effetto stau. Le instabili masse di aria umida, infatti, sono costrette, dalle alte coste, ad una brusca salita con conseguente diminuzione di temperatura per espansione adiabatica in un primo momento e pseudoadiabatica successivamente e con conseguente saturazione della massa e condensazione del vapore acqueo. Ciò determina brusche e copiose precipitazioni concentrate sia nel tempo che nello spazio.

In particolare, sui versanti tirrenici dell'Aspromonte, i caratteri regionali delle piogge vengono influenzati negativamente dalla presenza dello stretto di Messina. Infatti, questo, costituendo una zona di comunicazione tra il Tirreno e lo Jonio, determina una specie di risucchio per le varie perturbazioni e, pertanto, diventa causa frequente della brusca venuta a contatto, in una zona ristretta, di masse d'arie caratterizzate da un diverso grado di umidità e da una diversa temperatura.

Si ha, quindi, in definitiva che i versanti tirrenici dell'Aspromonte sono soggetti a brevi ma copiose e frequenti precipitazioni con massimi in primavera ed autunno e minimi in estate. A tal proposito, si rimanda ai dati pubblicati dal Servizio Idrografico Italiano.

Si riporta, qui, come esempio delle caratteristiche delle precipitazioni, il fenomeno temporalesco che ebbe a verificarsi il 27 maggio 1968 lungo l'arco S. Cristina d'Aspromonte, Scilla, Villa S. Giovanni e che si è avuto modo di controllare direttamente a causa dei danni provocati. In tale data, si ebbero, nell'intervallo di due ore, 22 mm di pioggia a S. Cristina, 31,8 mm a Scilla e 41,2 mm a Villa S. Giovanni. Tale evento, inoltre, non riveste affatto carattere di eccezionalità per la regione in esame se si considera che per Bagnara e Scilla, e cioè al livello

mare, passa l'isoletta 1000 e che, col risalire delle quote fino alle zone più rilevate dell'Aspromonte, si ha un regolare e sentito aumento delle isoiete fino ad oltre i 2000 mm.

Per quanto concerne, invece, l'altro fattore climatico e cioè la temperatura, assumono particolare interesse, nel nostro caso, non tanto le escursioni, in genere contenute entro i limiti generali del clima mediterraneo, quanto le frequenti e brusche variazioni da giorno a giorno, ben note e caratteristiche per la Calabria meridionale. Queste frequenti variazioni termiche, dovute alla facilità con la quale variano i venti al suolo, sommate alle escursioni diurne normali crescenti col risalire delle quote, imprimono all'elemento temperatura una notevole variabilità anche se, come si è detto, questa è in genere contenuta entro limiti estremi piuttosto costanti.

2. 3. Idrografia.

L'idrografia del versante tirrenico dell'Aspromonte è quella tipica delle regioni di recente sollevamento: corsi numerosi con percorsi molto brevi, curve di fondo spesso irregolari, andamento del letto variabilissimo da rettilineo ad un susseguirsi di anse continue. Le cause di alcune di queste caratteristiche sono da ricercarsi, però, non solo nei veloci processi erosivi che interessano tutta la regione, quanto anche nella litologia e nell'assetto strutturale delle formazioni geologiche nonché nella generale morfologia a terrazzi dell'Aspromonte tirrenico. Nonostante, però, alcune comuni caratteristiche di base, l'esame dettagliato dei vari « corsi », tutti con sbocco al mare, consente alcune importanti deduzioni ai fini dell'argomento base di questo lavoro.

Nella zona presa in esame, si possono osservare molto chiaramente tre distinti sistemi idrografici: un primo che può dirsi « nascente » o « attuale », un secondo « recente » ed un terzo definibile come « antico ».

Il primo si origina, in genere, a quote sui 4-500 metri ed è chiaramente condizionato dagli ultimi sollevamenti della regione mentre il secondo ed il terzo prendono origine da quote superiori ai 1000 metri e, pertanto, possono considerarsi legati alle varie fasi meno recenti del sollevamento pli-quaternario della Calabria.

Le peculiari caratteristiche di questi tre sistemi sono le seguenti:

A) *Sistema attuale.*

Corsi con andamento grosso modo rettilineo e di notevole bravità

(1,5 Km in media). Inclinazione media dei letti attorno al 40% con curva di fondo quasi a scivolo senza sentite variazioni di pendenza. Incisioni molto profonde, talora anche superiori ai 100 metri, con letto generalmente incassato negli ultimi 5-10 metri. Versanti delle incisioni poco o niente slargati, con pendenze variabili ma in genere non inferiori ai 35-40°.

Questi corsi prendono origine dai bordi del terrazzo dei 500 metri. L'alimentazione è prevalentemente pluviale ed anche quei pochi che prendono origine da sorgenti di contatto si presentano, in estate, quasi sempre secchi in quanto le esigue acque di sorgente non compensano l'evaporazione e l'assorbimento.

Nel tratto compreso tra Bagnara e Scilla, le carte topografiche ne riportano oltre 15. Se ne enumerano i principali ed i più tipici:

Denominazione	Lunghezza del corso	Pendenza media dell'alveo
Gazziano	Km. 1,5	35 %
La Serre	Km 1,3	38 %
Vardaru	Km 1,1	43 %
Acqua della Signora	Km 0,9	55 %
Praialonga	Km 0,9	50 %
Rustico	Km 0,8	60 %
Condoleo	Km 1,8	28 %
Scirò	Km 1,7	32 %
Oliveto	Km 1,8	30 %

B) *Sistema recente.*

Corsi con andamento estremamente sinuoso e di lunghezza media sui 10-15 Km. La pendenza media dei letti è attorno al 9%. Le incisioni, abbastanza profonde (talora anche 3-400 metri), si presentano molto strette nel primo tratto del corso e tendono a slargarsi, ma di poco, man mano che si giunge al mare, senza però superare alla sommità i 1500-2000 metri in media. In genere prendono origine da sorgenti di contatto tra le sabbie ed i gneiss dei terrazzi attorno ai 1000-1100 metri. Presentano un primo tratto del corso piuttosto pianeggiante, un tratto intermedio ad elevata pendenza ed un tratto finale di nuovo a debole pendenza. Raramente attraversano periodi di siccità completa ma vanno soggetti a forti variazioni stagionali di portata. Sfociano al mare direttamente senza il benché minimo accenno a costituire pianure costiere.

Nella zona considerata se ne rinvengono tre e cioè:

Denominazione	Lunghezza del corso	Pendenza media dell'alveo
Fiumara Sfalassà	Km 12	9 %
Torrente Rustico	Km 15	8 %
Fiumara di Favazzina	Km 16	8 %

C) *Sistema antico.*

Corsi piuttosto rettilinei o con sinuosità ad ampio raggio. Lunghezza superiore ai 15 Km e pendenza media dell'alveo 6-7%. Incisioni piuttosto strette nel tratto iniziale ma che tendono subito a slargarsi ampiamente. Prendono origine da sorgenti nel complesso metamorfico a quote superiori ai 1000-1200 metri. La loro curva di fondo presenta in genere un forte salto nel tratto iniziale, quindi un costante e progressivo addolcimento, fino quasi a pianeggiante, in prossimità della foce. L'alimentazione è sorgentizia e pluvio-nivale. Non attraversano periodi di siccità assoluta ma sono soggetti a forti variazioni stagionali di portata, spesso con piene rovinose.

Negli ultimi chilometri di percorso, il letto si slarga notevolmente fino, e talore oltre, i 1000 metri. Prima di sfociare al mare, determinano delle più o meno ampie pianure costiere.

Nella zona esaminata nel presente lavoro, non si rileva la presenza di corsi appartenenti a questo sistema, salvo che per una parte del medio corso della Fiumara Catona. Se ne individuano, però, 4 nel tratto di costa subito a sud compresa tra Scilla e Reggio Calabria. Questi sono:

Denominazione	Lunghezza del corso	Pendenza media dell'alveo
Fiumara Catona	Km 30	6 %
Fiumara S. Giuseppe	Km 26	6,5 %
Fiumara Annunziata	Km 20	6 %
Fiumara Calopinace-Fucirù	Km 22	6 %

Dalla breve rassegna delle principali caratteristiche idrografiche ora svolta, si può anche avere un'idea, per quanto indiretta ed orientativa, delle caratteristiche meccaniche generali delle rocce che costituiscono i versanti occidentali dell'Aspromonte. Infatti, dall'andamento rettilineo dei corsi del sistema cosiddetto « attuale », si può evidenziare l'esistenza, nel complesso cristallino-metamorfico, di un manto esterno abbastanza spesso di materiale estremamente allentato offrente una resistenza mec-

canica pressocché nulla all'erosione da parte delle acque meteoriche, una volta che queste si siano incanalate lungo una direzione corrispondente ad una zona più erodibile.

Queste caratteristiche tendono a migliorare con la profondità; infatti, man mano che il fondo delle incisioni si approfondisce, il corso dei torrenti si incastra e tende a formare delle anse a seconda della resistenza propria dei materiali che vengono attraversati (gneiss, scisti, graniti, filoni di quarzo, masse pegmatitiche) e delle loro condizioni di fratturazione.

Tale fase è, però, del tutto transitoria in quanto l'assetto strutturale generale favorisce un accelerato approfondimento dei processi di degradazione chimica con conseguente decadimento generale delle caratteristiche meccaniche ed annullamento delle vie preferenziali d'erosione costituite da rocce più tenere o da linee di frattura.

Si realizza, così, il caratteristico corso delle fiumare, le quali, pur essendo da classificare come corsi giovanili in fase di accelerata erosione, purtuttavia presentano aspetti tipici (alveo non incassato e privo di strette anse, incisioni molto svasate, pianure costiere ecc.) di corsi in fase pressocché di maturità.

Si ha, in definitiva, che in questi terreni, con assetto strutturale e meccanico molto scadenti, le acque, siano esse meteoriche o sorgentizie, sono i principali agenti erosivi ed i fattori che aprono la via ai veloci processi di degradazione profonda delle formazioni rocciose.

2. 4. Morfologia.

I fattori che condizionano la morfologia dell'Aspromonte tirrenico, come del resto qualsiasi altra regione, sono la geologia (in particolare litologia e tettonica) ed il clima (in special modo, temperatura e precipitazioni atmosferiche).

A fattori geologici sono, infatti, attribuibili la disposizione a terrazzi dell'Aspromonte, l'avanzato grado di fratturazione delle rocce, nonché il succedersi, a luoghi disordinato, di vari termini litologici con diverse caratteristiche petrografiche e meccaniche.

A fattori climatici sono, invece, attribuibili l'entità ed il tipo di degradazione chimica delle rocce, il loro generale decadimento fisico nonché l'entità dei processi erosivi, di tipo prevalentemente meccanico, operati dalle acque.

La morfologia della zona presa in considerazione presenta una certa

uniformità di base caratterizzata dal marcato terrazzamento dei versanti. I sistemi di terrazzi più estesi e continui sono essenzialmente due, localizzati rispettivamente attorno i 500 ed i 1000-1200 m/s.l.m. Il primo di questi sistemi si raccorda al mare con versanti molto acclivi con valori angolari medi sui 45° ma che talora si avvicinano anche alla verticalità. Molto meno acclivi si presentano, invece, i versanti di rac-



Fig. 6. — Diagramma relativo alle direzioni di fratturazione.

cordo tra i due sistemi di terrazzi, mentre forme mammellonari, a profilo dolce, caratterizzano le aree più rilevate al di sopra dei 1200-1300 metri. Però a questa uniformità di base, come potrebbe cogliersi con uno sguardo panoramico dal mare, contrasta una tormentata morfologia di dettaglio.

Sia i terrazzi che tutti i versanti si presentano profondamente sol-

cati da incisioni, spesso con aspetto di vere e proprie forre. Queste particolarità sono esaltate, in special modo, sui versanti che raccordano il primo grande sistema di terrazzi al mare. Basta osservare il tratto di costa compreso tra la fiumara di Sfalassà e Favazzina lungo il quale si aprono ben 24 incisioni con profondità variabile dai 10 ad oltre i 100



Fig. 7. — Diagramma relativo alle direzioni delle principali incisioni morfologiche.

metri, con percorso dai 300 ai 1500 metri massimo (eccetto che per il torrente Mancusi) e dislivelli tra la testata dell'incisione ed il mare compresi tra un minimo di 200 ed un massimo di 600 metri.

L'andamento di queste incisioni è, in genere, rettilineo per le più brevi (e quindi di più recente individuazione) ma diventa fortemente sinuoso man mano che il percorso si allunga. Tali andamenti sono da attribuirsi alle variabili caratteristiche petrografiche e meccaniche del terreno ma, specialmente, all'incrocio delle direzioni di fratturazione.

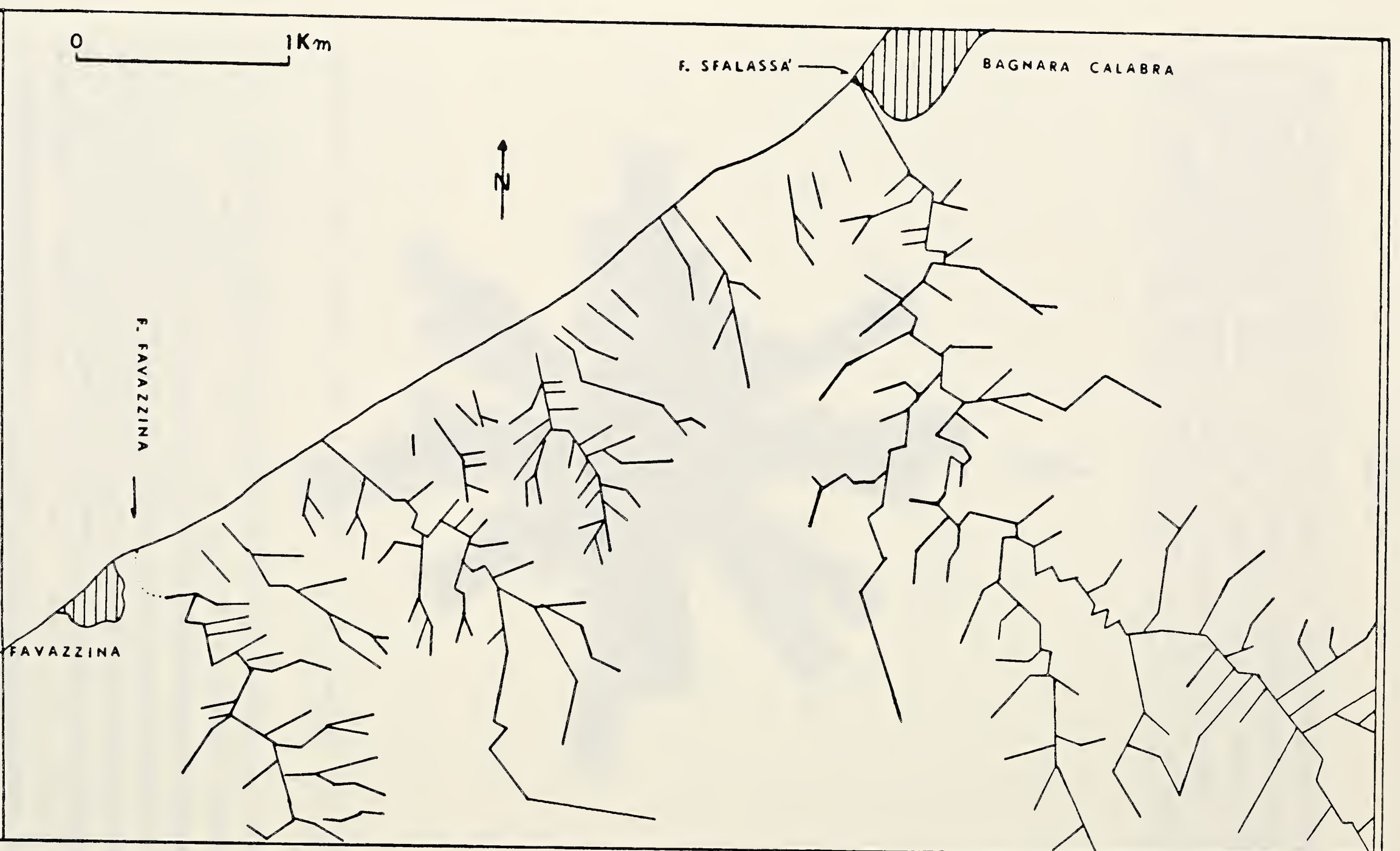


Fig. 8. — Direzioni delle maggiori incisioni comprese tra i bacini delle fiumare Sfalassà e Favazina, da cui il diagramma di fig. 7.

È stato possibile desumere ciò, infatti, dal confronto dei diagrammi di frequenza delle fratture, riportati al capitolo 2. 1., e di un diagramma relativo alle direzioni delle incisioni in oggetto. I tre diagrammi delle fratture sono stati cumulati in un unico diagramma mentre per il diagramma di frequenza relativo alle direzioni delle incisioni, sono state considerate tutte quelle ricadenti nella tavoletta I.G.M. al 25000 di Bagnara Calabra e comprese tra i bacini delle fiumare Sfalassà e Favazzina.

I diagrammi ottenuti sono quelli riportati in fig. 6 per le direzioni di fratturazione ed in fig. 7 per le direzioni delle incisioni, dai quali è appunto possibile dedurre un sostanziale parallelismo tra le due direzioni.

I dati e le osservazioni anzi riportati indicano delle caratteristiche che, per quanto attenuate alle quote maggiori, danno comunque un'idea di quella che è la morfologioa di dettaglio delle zone tirreniche dello Aspromonte e di quanto veloce possa essere la sua evoluzione.

Morfologia, e relativa evoluzione, tipiche per una regione di recente sollevamento che, nel caso dell'Aspromonte, può considerarsi tuttora in atto.

2. 5. Caratteristiche tecniche dei materiali.

Le su esposte condizioni geologiche, idrografiche e climatiche della zona considerata consentirebbero, già di per sé, l'intuizione di quelle che possono essere le caratteristiche tecniche dei terreni metamorfici ivi affioranti. Il rilevamento geologico di dettaglio, indagini sismiche e le osservazioni condotte durante lo scavo di alcune gallerie hanno, però, consentito una visione completa del problema nelle sue cause e nel suo sviluppo.

Il dato più immediato rilevabile sul terreno è l'estrema fragilità con la quale i materiali cristallino-metamorfici hanno reagito alle varie sollecitazioni tettoniche. Intenso e generale è, infatti, il grado di fratturazione, spesso fino a condizioni di vera e propria cataclasite, mentre risultano assenti o quasi i fenomeni di piegamento. Se ne osserva qualche accenno soltanto lì dove occasionalmente diventano prevalenti i termini più francamente scistosi. Anche qui, però, il piegamento si raggiunge mediante una serie di minute fratture e non mediante un vero comportamento plastico dei materiali.

A questo diffuso e intenso grado di fratturazione consegue uno

spinto allentamento meccanico del manto roccioso più esterno, com'è stato possibile rilevare direttamente in galleria e com'é stato messo chiaramente in luce da eseguite indagini sismiche.

L'analisi dei dati sismici, fino ad una profondità media di 40 m., fa rilevare, infatti, la presenza di un manto superficiale con velocità molto basse e contenute entro un minimo di 0,4 - 0,5 ed un massimo di 1,4 - 1,5 Km/sec. Lo spessore di questo manto è abbastanza variabile ma in media non supera i 20 metri, con qualche massimo attorno i 30. Con l'aumento della profondità si ha un certo incremento delle velocità sismiche senza, però, mai superare i 3 - 3,2 Km/sec, con un valore ottimale medio oscillante tra 2,2 e 2,4 Km/sec.

Anche le prospezioni sismiche confermano, quindi, le scadenti condizioni meccaniche generali del complesso metamorfico ed in special modo in corrispondenza delle zone più esterne per spessori variabili da 10 a 30 metri circa dal piano di campagna.

Tenendo conto della relazione che lega velocità delle onde longitudinali e modulo dinamico di elasticità, è stato possibile ricavare i valori di quest'ultimo relativamente ai tre strati principali con velocità diverse, applicando la formula:

$$V_p = \left[\frac{E\ g\ (1 - \nu)}{\gamma\ (1 - \nu)\ (1 - 2\nu)} \right]^{\frac{1}{2}}$$

con:

V_p = velocità delle onde longitudinali
E = modulo dinamico di elasticità
ν = coefficiente di Poisson
g = accelerazione di gravità
γ = peso specifico della roccia.

Per ogni strato a diversa velocità, E è stato calcolato sia per $\nu = 0{,}26$ che per $\nu = 0{,}36$, considerando 2,4 il peso specifico medio della roccia. I valori ottenuti sono i seguenti:

a - Per lo strato a velocità sismiche pari a 0,4 Km/sec, i valori di E, in Kg/cm^2, sono:

$$E = 2{,}3 \cdot 10^3$$
$$E = 3{,}2 \cdot 10^3$$

b - Per lo strato a velocità sismiche pari a 1,4 Km/sec:

$$E = 2,8 \cdot 10^4$$
$$E = 3,9 \cdot 10^4$$

c - Per lo strato con velocità sismiche pari a 3 Km/sec:

$$E = 1,3 \cdot 10^5$$
$$E = 1,8 \cdot 10^5$$

In luogo della velocità delle onde elastiche longitudinali (oppure del modulo elastico dinamico) si può utilizzare il coefficiente K, espresso dalla formula (Iliev, 1966):

$$K = \frac{V_0 - W_w}{V_0}$$

V_0 = velocità caratteristica della roccia non alterata
V_w = velocità della roccia alterata

che esprime con più immediatezza il *grado di alterazione* di una roccia.

La velocità delle onde elastiche, infatti, come altre proprietà fisico-meccaniche è, in una roccia, funzione del grado di fratturazione, dello stato di allentamento e della degradazione chimica che, apportando alla roccia modifiche nella struttura e nella composizione mineralogica ne abbassa progressivamente le proprietà fisico-meccaniche (alterazione = fratturazione + allentamento + degradazione).

Nella zona qui esaminata è, infatti, possibile osservare direttamente sul terreno, ma specialmente nei primi tratti delle gallerie, masse di roccia perfettamente argillificata nella quale si individuano ancora filoni di quarzo, ridotti in genere a sabbia e blocchi quasi isolati di gneiss più resistenti i quali, a mala pena, conservano traccia di quello che era lo strato o il banco originario.

Per quanto concerne la permeabilità, il complesso roccioso cristallino-metamorfico dell'Aspromonte è da considerarsi permeabile esclusivamente per fratturazione. Senonché le acque permeanti, con l'ausilio dei fattori climatici locali e favorite dalla composizione mineralogica delle rocce in oggetto, determinano su queste un'azione di veloce degradazione chimica con processi più o meno spinti e diffusi di argillificazione. L'entità di questi processi è, quindi, determinata oltre che dalla presenza delle acque di infiltrazione, dal maggiore o minore contatto

delle rocce con l'aria, dall'umidità in questa presente, dall'entità delle escursioni termiche locali nonché dal grado di fratturazione e di allentamento dei materiali rocciosi al che consegue una maggiore o minore superficie di aggressione.

Ne deriva, quindi, che i processi di argillificazione assumono elevata diffusione in corrispondenza delle porzioni più esterne del complesso roccioso.

Senonché questi processi di degradazione chimica tendono, con i prodotti da essi risultanti, ad obliterare le fratture determinando una progressiva diminuizione della permeabilità della roccia salvo per quei termini quarzosi o a prevalente composizione quarzosa non soggetti a processi del genere. La permeabilità per fratturazione tende, pertanto, ad annullarsi in corrispondenza dei gneiss e degli scisti mentre rimane attiva soltanto in corrispondenza dei filoni quarzosi, delle masse intruse quarzoso-muscovitiche e, raramente, attraverso la cataclasite delle maggiori linee di disturbo tettonico.

Per quanto concerne, quindi, la circolazione idrica nell'interno delle formazioni cristallino-metamorfiche si hanno due ben distinte modalità di sviluppo.

Una prima, attraverso le fratture del manto roccioso superficiale dove si verifica una penetrazione diffusa ma di entità tendente a zero man mano che procedono i processi di degradazione chimica ai contorni delle fratture. Man mano, cioè, che le rocce tendono ad autoimpermeabilizzarsi eccetto che per quanto riguarda i filoni quarzosi ed alcune masse pegmatitiche, i quali anzi in tale situazione esercitano un'azione drenante in tutto il complesso roccioso.

Una seconda connessa, appunto, ai filoni quarzosi ed alle masse pegmatitiche i quali, conservando la loro permeabilità per fratturazione, costituiscono le uniche vie di penetrazione in profondità delle acque.

Concludendo, quindi, si rileva per i terreni in questione la presenza di due zone, una superficiale esterna ed una interna con caratteristiche molto differenti:

1 - *Zona esterna o manto superficiale.*

Grado di alterazione molto spinto:

$$\frac{5{,}0 - 0{,}4}{5{,}0} < K < \frac{5{,}0 - 1{,}4}{5{,}0}$$

da cui $0{,}92 < K < 0{,}72$

determinato da fratturazione + allentamento + degradazione. Permeabilità, nel complesso, molto bassa. Spessore del manto variabile da un minimo di 5-10 metri fino al oltre i 30, dipendente dal rapporto velocità di degradazione e velocità d'esportazione dei materiali degradati e, quindi, dall'angolo di inclinazione del versante (2).

2 - *Zona interna.*

Grado di alterazione:

$$K = \frac{5{,}0 - 3{,}0}{5{,}0} = 0{,}4$$

dovuto essenzialmente allo stato di fratturazione essendo molto contenuti i fenomeni di degradazione chimica ed essendo l'allentamento limitato dal carico litostatico esistente. Permeabilità per fratturazione attiva ma limitata ai filoni di quarzo o alle masse quarzoso-muscovitiche. Bande di argillificazione contenute e limitate ai contorni delle vie d'acqua.

Lo spessore osservato di questa zona è stato massimo di 200 metri mediante lo scavo di alcune gallerie.

2. 6. Processi erosivi, stabilità ed evoluzione dei versanti.

Le su esposte caratteristiche geologiche, geotecniche e climatiche fanno sì che i processi erosivi che interessano i versanti tirrenici dell'Aspromonte siano prevalentemente di tipo meccanico con agente principale le acque di precipitazione atmosferica. Infatti, queste, data la bassa permeabilità dei terreni e, conseguentemente alle condizioni morfologiche, la loro elevata velocità di corrivazione e quindi il ridotto indice di evaporazione, diventano i principali fattori del modellamento esterno dei versanti.

La loro azione erosiva è favorita, inoltre, dal fatto che esse scor-

(2) L'osservazione, infatti, di nove imbocchi di galleria ha permesso la conferma di tale asserto nel senso che su un versante molto acclive il manto degradato si mantiene sui 10-15 metri, mentre su versanti con acclività minore può superare i 30-40 metri. In particolare, per gli imbocchi sud della galleria S. Giovanni in sinistra orografica alla fiumara Sfalassà (Lotto V - tronco VII dell'Autostrada Salerno-Reggio Calabria), si è raggiunta roccia con discrete caratteristiche meccaniche soltanto verso la progressiva 100 e cioè non appena lo spessore della copertura in chiave si è portato a valori superiori a 40-50 metri.

rendo in superficie su terreni fratturati e degradati tendono con facilità a caricarsi di detriti operando un notevole trasporto solido con conseguente erosione ed approfondimento del fondo delle incisioni.

Questo veloce approfondimento delle incisioni, per suo conto, determina un aumento delle superfici esposte e quindi pone continuamente nuove masse rocciose in condizione di allentarsi e di degradarsi. A questo veloce approfondimento non corrisponde, però, con eguale velocità un allargamento delle incisioni con addolcimento della inclinazione dei versanti prospicienti come si rileva chiaramente dalla analisi svolta nel precedente capitolo dell'idrografia. Si ha, pertanto, che quasi tutti i versanti delle numerose incisioni che solcano la zona considerata presentano inclinazioni tali da risultare spesso superiori a quelle di riposo naturale e cioè di equilibrio.

Ciò si traduce nel fatto che l'intero manto roccioso superficiale che ricopre i versanti viene a trovarsi costantemente o quasi in condizioni di stabilità limite.

In tale situazione, un ulteriore approfondimento dell'incisione, comportante uno scalzamento al piede del versante, nonché un maggiore decadimento delle caratteristiche meccaniche dei materiali rocciosi o un più esteso sviluppo dei processi di degradazione, possono porre il manto esterno di alterazione in condizioni di instabilità sollecitandolo a scoscendere.

Viene, così, a realizzarsi un'evoluzione dei versanti principalmente mediante scoscendimenti di masse rocciose e cioè mediante frane.

Va, a tal punto, ricordata anche la elevata sismicità della zona, il che può, talora, costituire la causa determinante di alcuni franamenti, date le sollecitazioni che un sisma determina sul terreno.

3. SVILUPPO DEI MOVIMENTI FRANOSI.

3. 1. Osservazioni di campagna.

Già nella premessa si è accennato alla particolarità di presentarsi dei movimenti franosi in questione, dovuta al mascheramento di alcuni di quegli elementi tipici che in genere caratterizzano una frana nel senso più comune della parola: fronte di distacco, alveo e cumulo di frana. Infatti, osservando in campagna un costone interessato da frane, del tipo in esame, si rileva la presenza di una o più nicchie disposte a varia altezza ma in genere allineate lungo la direttrice di massima pen-

denza. Queste nicchie hanno l'aspetto tipico di zone di distacco di frane: superfice arcuata sia orizzontalmente che verticalmente con profilo abbastanza netto. L'altezza massima riscontrata per queste nicchie è sui 20 metri, con valori medi sui 10-12 mentre la distanza in orizzontale, tra la base e la sommità, si mantiene in genere di poco inferiore, potendosi mediamente stabilire un rapporto verticale/orizzontale attorno 3/2.

Si esclude che queste forme possano imputarsi a fenomeni di erosione differenziale sia per la tipica conformazione sia perché non esiste, nel loro contorno, il benché minimo elemento che possa far supporre l'esistenza, in corrispondenza del vuoto ad esse connesso, di materiali a diversa caratteristica meccanica come cataclisiti o rocce molto tenere. Infatti, le interruzioni del profilo topografico di alcuni costoni per fenomeni erosivi, effettivamente esistenti nella zona, dovuti a presenza di zone cataclastiche o di rocce a differenti caratteristiche meccaniche, assumono ben diversa conformazione e risultano ben determinabili da un semplice esame delle situazioni geologiche delle aree limitrofe.

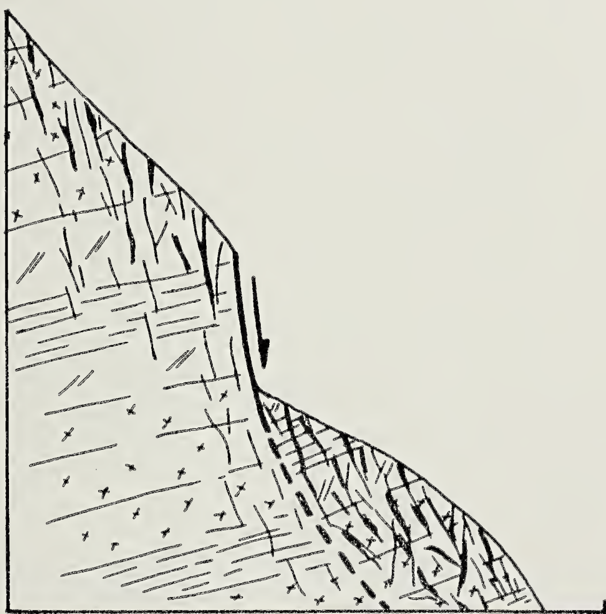


Fig. 9. — Schematizzazione tipo dello sviluppo degli scoscendimenti in questione.

Si esclude, inoltre, che le forme in oggetto possano essere connesse a fenomeni di tettonica attuale.



Fig. 10. — Costoni settentrionali di Contrada Feliciusu. Si osservino le evidenti nicchie di distacco di masse scoscese. In fig. 11 sono riportate le tracce di tutti i fronti di distacco rilevabili in questa zona.

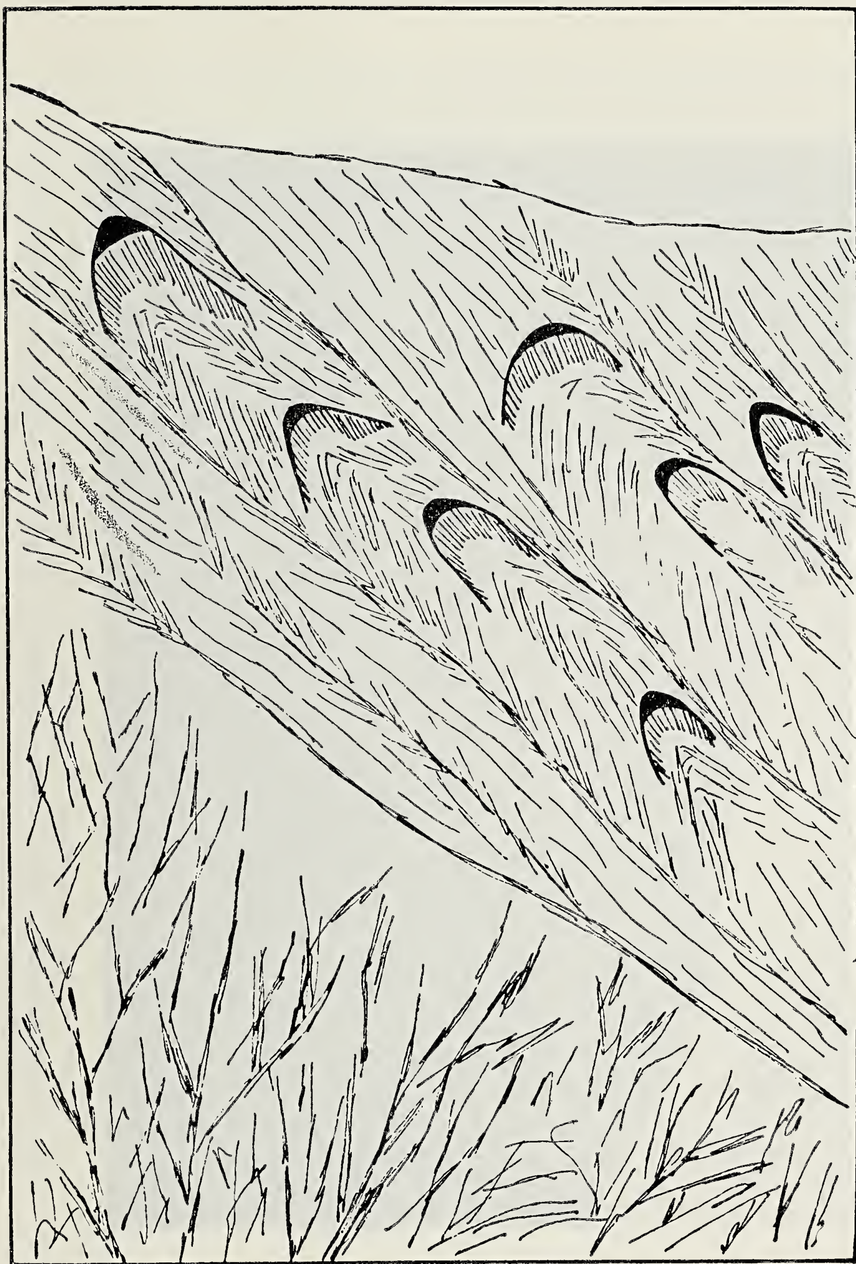


Fig. 11. — Tracce dei fronti di distacco osservabili nella fig. 10.



Fig. 12. — Costoni meridionali di Contrada Feliciusu. In fig. 13 sono riportate le tracce di tutti i fronti di distacco rilevabili in questa zona e chiaramente osservabili anche in fotografia.

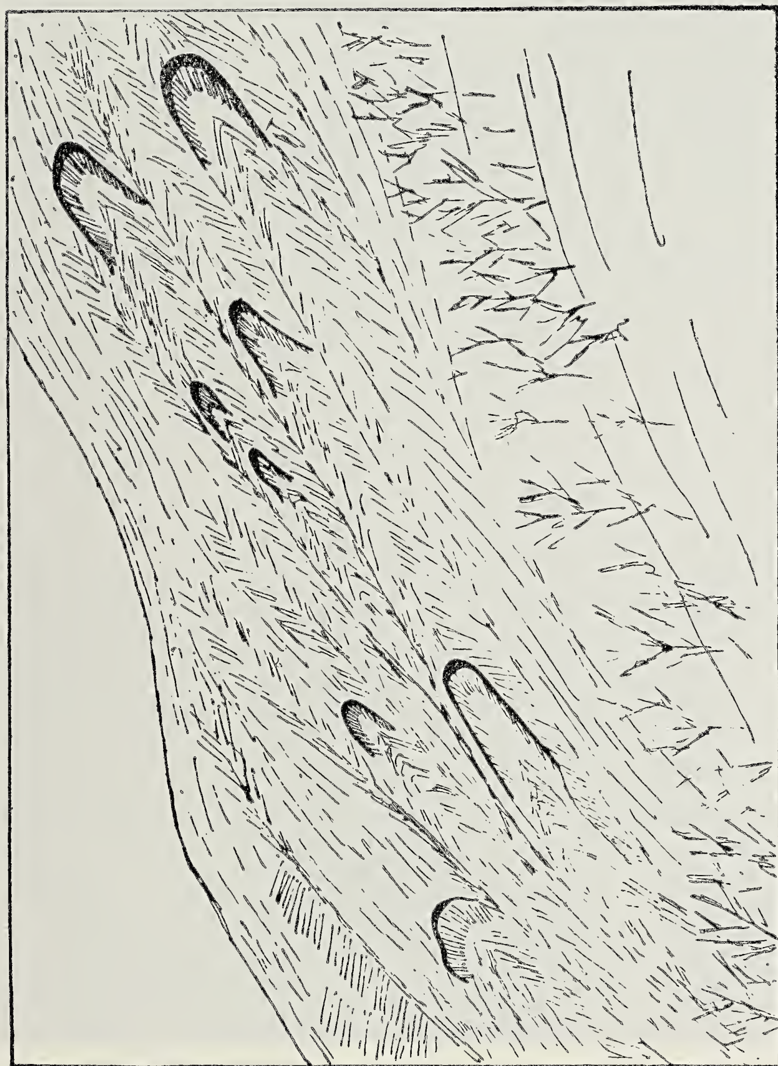


Fig. 13. — Tracce dei fronti di distacco osservabili nella fig. 12.



Fig. 14. — Costone in sinistra orografica al torrente Costa Mancusi attorno quota 300. In fig. 16 sono riportate le tracce di due fronti di distacco e le tracce (tratti e linea continua) di due superfici di scorrimento con i loro presunti proseguimenti (solo tratti).



Fig. 15. — Tracce delle fronti di distacco e delle superfici di scorrimento osservabili nella fig. 15.

Considerando, quindi, dette nicchie nel loro giusto valore, queste vengono ad individuare il fronte di distacco e l'alveo di movimenti franosi.

Nella classica ricostruzione di una frana, si è detto, sarebbe da attendersi, alla fine dell'alveo, il ritrovamento del cumulo di frana costituito da materiali caoticamente disposti. Nel caso in questione, però, ciò non si verifica per il fatto che i materiali franati mantengono grosso modo i loro reciproci rapporti originari e compiono, in blocco, una traslazione, talora, con un'evidente componente rotazionale. La traslazione è pari alla lunghezza dell'alveo affiorante, la quale corrisponde alla porzione più alta dell'alveo totale, rimanendo il resto coperto dal corpo di frana stesso.

Schematizzando il fenomeno si ha un movimento tipo quello riportato in figura 9.

Nel presente capitolo si era accennato alla molteplicità di queste frane lungo un medesimo costone. In effetti l'osservazione di campagna ha consentito il rilevamento fino ad un massimo di 5 evidenti frane per costone, il che però non esclude l'esistenza di altre non chiaramente evidenziate a causa della copertura boschiva o per fenomeni erosivi.

È chiaro che in questo caso e cioè per più frane sullo stesso costone con fronti di distacco a varie quote, esiste una progressività nello sviluppo dei movimenti nel senso che quelli a quote superiori vengono richiamati dall'alleggerimento operato sul versante dallo slittamento delle masse rocciose a valle.

Si verifica, cioè, una successione di movimenti franosi dal basso verso l'alto con disposizione grosso modo ad embrici dei vari corpi di frana.

Ciò è dimostrabile anche dai dati di campagna in quanto, nella zona considerata, non sono stati mai trovati, nel caso di una frana per costone, fronti di distacco a più di 50-60 metri dal fondo dell'incisione che li richiama, mentre, nel caso di molteplicità di frane per lo stesso costone, i fronti di distacco si elevano fino a 2-300 metri dal piede del versante.

Circa le superfici di scorrimento, l'indagine sul terreno consente di definirle come superfici di neoformazione e non precostituite. Infatti, queste, almeno per il tratto affiorante, tagliano in genere gli strati ed il loro andamento generale, ben visibile in alcuni casi, interseca e non segue anche le eventuali superfici di disturbo tettonico ivi presenti. Capita, però, di frequente, dato il parallelismo tra direzioni di frattura

e direzioni delle incisioni, che superfici di scoscendimento sembrano effettivamente seguire superfici di faglia o frattura come nel caso di alcune frane lungo il torrente Costa Mancusi attorno a quota 300. Ma un attento esame consente di rilevare che le superfici di scorrimento incontrano e seguono, per tratti più o meno lunghi, non una ma più superfici di frattura diversamente orientate.



Fig. 16. — Scoscendimento lungo una superfice di scorrimento precostituita e corrispondente ad un piano di frattura. Versante in destra orografica al medio corso della fiumara Sfalassà.

Si ha, pertanto, che lo scoscendimento viene in genere agevolato e non determinato dalla presenza di piani di faglia o di frattura.

Soltanto in un caso (fig. 16) e precisamente poco a monte della strada Bagnara-Solano, in sinistra orografica della fiumara Sfalassà, attorno quota 400, è stato rilevato uno scoscendimento con superfice di scorrimento precostituita coincidente per intero con una superfice di frattura.

Circa la causa ultima che determina il richiamo di queste masse rocciose lungo i costoni, questa va ravvisata chiaramente nell'azione

erosiva, e quindi di scalzamento al piede, che operano le acque scorrenti al fondo delle incisioni e cioè alla base dei versanti e dei costoni che le limitano. E ciò è ancora una diretta conseguenza della differenza tra la velocità di approfondimento delle incisioni e la velocità di modellamento dei versanti, come già si è detto nel precedente capitolo 2. 6.

3. 2. Indagine sismica.

Sui versanti di contrada Feliciusu, elevantisi con inclinazione sui 45-50° in destra orografica all'incisione corrispondente al ramo di destra del torrente Praialonga circa 2 Km a sud-est dell'abitato di Bagnara Calabra, si ha il massimo addensamento di movimenti franosi di tutta

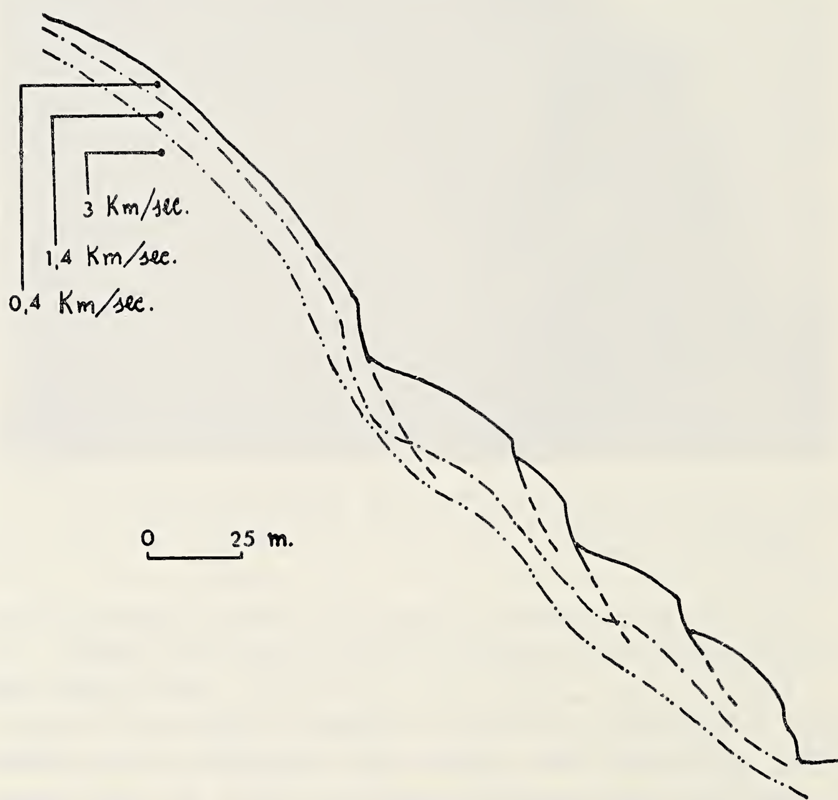


Fig. 17. — Andamento delle linee sismiche rispetto la linea di massima pendenza di un costone. Notare le variazioni di andamento tra le zone in frana e quelle in posto.

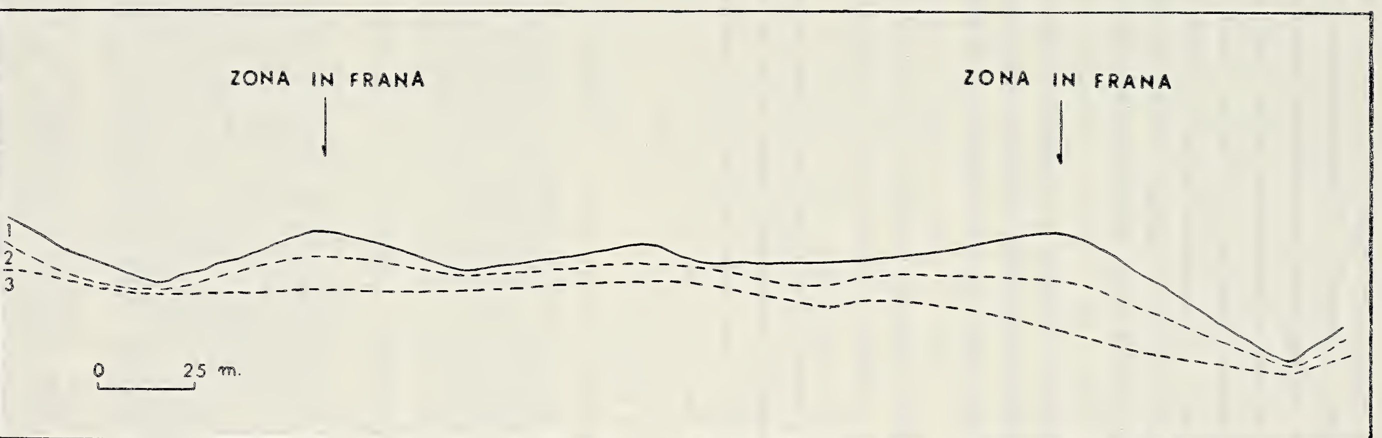


Fig. 18. — Andamento delle linee sismiche a mezza costa del versante di Contrada Feliciusu. 1 = mezzo con velocità sismiche pari a 0,4 Km/sec; 2 = mezzo con velocità sismiche pari a 1,4 Km/sec; 3 = mezzo con velocità sismiche pari a 3 Km/sec.

la zona considerata, con una media superiore a tre per costone. Questi versanti vengono, inoltre, interessati dall'attraversamento dell'autostrada SA-RC, attraversamento sviluppantesi in viadotto a seguito della variante apportata al progetto originario prevedente mezze coste a sedi sfalsate, gallerie parietali e gallerie artificiali, (3). Ciò ha motivato un'indagine sismica su tutto il versante onde accertare le reali condizioni meccaniche delle formazioni rocciose, dal che emergono alcuni interessanti dati ai fini della individuazione e dell'esame delle caratteristiche dei movimenti franosi in questione.

I tracciati sismici, con sismica a rifrazione, sono stati condotti, ovviamente, secondo gli scopi derivanti dalle opere da eseguire e non per uno studio di frane, però la rete eseguita permette alcune utili interpolazioni.

Come già accennato, nel capitolo delle caratteristiche tecniche dei materiali, il dato più evidente che emerge dalle prospezioni sismiche è l'esistenza di un manto superficiale, nelle formazioni cristallino-metamorfiche, notevolmente allentato e degradato. Relativamente all'area di contrada Feliciusu, questo manto, con spessore medio sui 20 metri, presenta velocità sismiche non superiori ad 1,4 Km/sec. Inoltre, in questo, si distinguono due parti: una più interna con velocità, appunto, su 1,4 Km/sec ed una più esterna, il cosiddetto « aereato », con velocità massima di 0,4-0,5 Km/sec.

Interpolando i dati dei vari tracciati e considerando uno qualsiasi dei costoni interessati da movimenti franosi si ottiene, secondo la linea di massima pendenza, una sezione geosismica del tipo riportato in fig. 17.

Una sezione geosismica trasversale alla linea di massima pendenza, cioè a mezzo costa del versante, presenta un andamento del tipo riportato in fig. 18.

Dall'esame di queste due sezioni si può osservare come la linea di separazione tra aereato e strato intermedio, linea cui corrisponde in genere una variazione notevolmente rapida delle caratteristiche elastiche e che assume pertanto il significato di una reale discontinuità fisica, si presenti accidentata. In particolare vengono segnalati bruschi aumenti dello spessore del mezzo più superficiale, in corrispondenza dei dissesti franosi. Il dissesto franoso determina cioè un decadimento completo delle caratteristiche meccaniche delle porzioni rocciose che coinvolge.

---

(3) Relativamente a questo tratto, era stato indicato, per le evidenti difficoltà esistenti, un attraversamento interamente in galleria, dal ponte sullo Sfalassà alla fine di contrada Feliciusu, con lunghezza di circa 1300 metri e pendenza attorno al 3%.

Quanto alla linea di separazione tra strato intermedio e substrato, questa è una linea isocinetica che schematizza il graduale miglioramento delle caratteristiche elastiche con la profondità, con due strati caratterizzati da velocità medie sensibilmente diverse (strato intermedio e substrato). La linea isocinetica non ha pertanto significato fisico reale ma è solo frutto di una schematizzazione.

Di notevole interesse è, comunque, osservare sia nei tracciati paralleli che, specialmente, in quelli trasversali ai costoni, l'andamento delle linee isocinetiche che delimitano i mezzi a più elevata velocità.

Queste linee mantengono, in genere, un andamento continuo senza presentare le brusche variazioni delle linee relative ai mezzi a velocità inferiore e, quindi, senza subire bruschi approfondimenti o risalite corrispondenti a zone interessate o meno da frane.

Ciò testimonia che la presenza dei corpi di frana influenza soltanto i mezzi a velocità più basse e non il mezzo a velocità relativamente ottimale.

Ne deriva, quindi, che i movimenti franosi si sviluppano esclusivamente nel manto superficiale allentato e degradato che ricopre le formazioni cristallino-metamorfiche.

3. 3. Analisi statistica.

Data la diffusione che assumono i movimenti franosi in oggetto, in quanto può pressocché affermarsi che almeno il 50% dei versanti su rocce metamorfiche dell'Aspromonte tirrenico ne sia interessato, si è cercato di individuare quella variabile che, stante alcune precise situazioni, determinasse la loro frequenza o almeno la condizionasse sostanzialmente.

Si era notato, durante le osservazioni di campagna, che la frequenza dei movimenti franosi variava con la inclinazione dei costoni e con la profondità delle incisioni laterali a questi. Ciò, del resto, era logico attenderselo una volta stabilito che queste frane avvengono nel manto esterno degradato. Infatti, maggiori sono le incisioni laterali ai costoni e maggiori diventano le superfici sulle quali possono svilupparsi fenomeni di allentamento e di degradazione. Così la maggiore o minore inclinazione del costone stesso agevola o meno lo scoscendimento di nuove masse rocciose, ferma restando l'azione di scalzamento al piede operata dalle acque torrentizie.

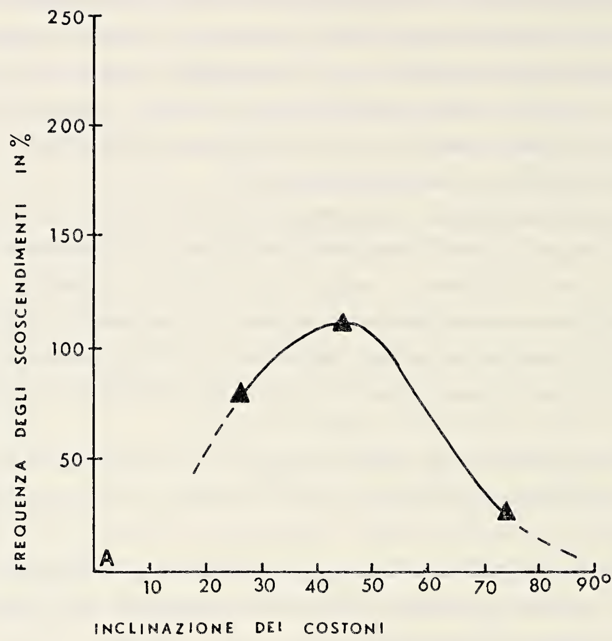


Fig. 19. — La spiegazione è nel testo.

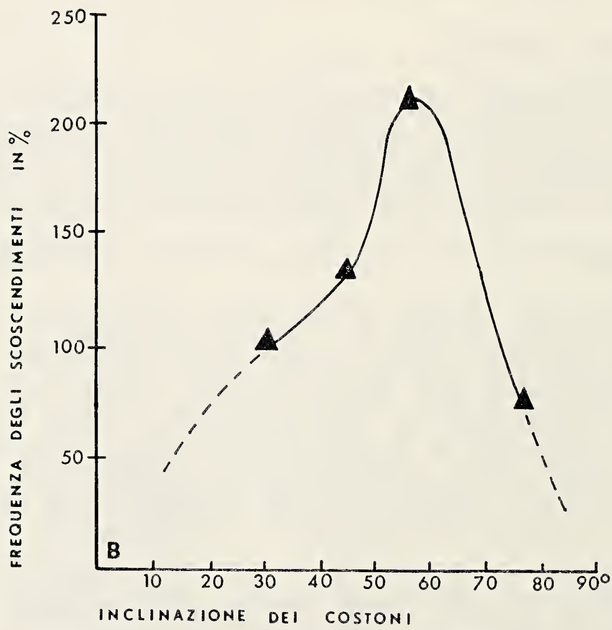


Fig. 20. — La spiegazione è nel testo.

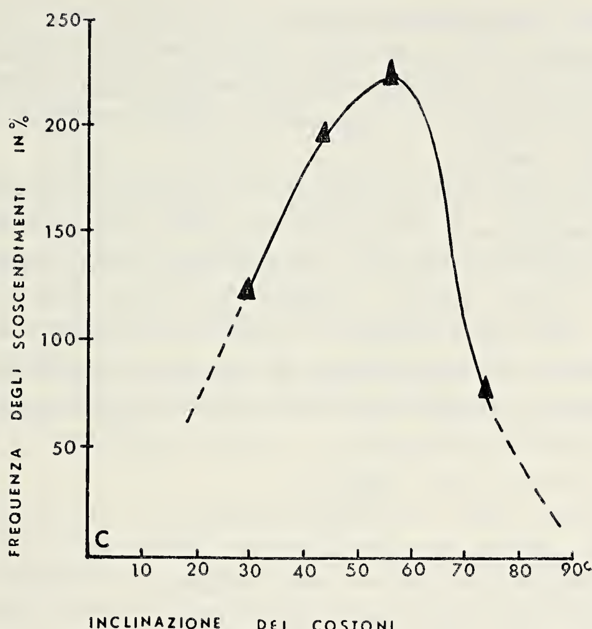


Fig. 21. —— La spiegazione è nel testo.

Si è, pertanto, proceduto ad un'analisi statistica scegliendo tre tipi fondamentali di costoni, limitati parallelamente da incisioni laterali profonde, rispettivamente, 0-5, 5-10 e 10-15 metri. Sono stati scartati costoni con incisioni laterali maggiori in quanto, in tale situazione, si è visto che alcune frane si sviluppavano verso l'incisione laterale e non verso l'incisione principale alla base del costone.

Di ognuno di questi tipi fondamentali sono stati considerati 3 o 4 gruppi, ognuno con diversa pendenza topografica e costituito da un minimo di 4 o da un massimo di 5 costoni. La pendenza in gradi dei costoni di ogni gruppo è stata mantenuta entro un campo di variabilità non superiore a 30°, riducendolo a 20° lì dove è stato possibile.

Ognuno di questi gruppi, data la disparità del numero dei costoni che li compongono (4 o 5), è stato portato, nel calcolo, a 100 moltiplicando per lo stesso fattore il numero complessivo di scoscendimenti rilevato per ogni gruppo. Nei casi dove il numero di costoni da includere in un dato gruppo è risultato maggiore di 5, si è effettuata una media degli scoscendimenti osservati, attribuendo tale numero ad ognuno dei 5 costoni considerati nel gruppo medesimo.

È chiaro che tali riduzioni imprimono all'analisi una certa appros-

simazione ma si pensa che questa non sia tale da inficiare la validità dell'analisi stessa e che, comunque, i diagrammi riportati, possano ben rendere l'idea della variabilità della frequenza degli scoscendimenti col variare dell'inclinazione dei vari costoni e della profondità delle incisioni laterali a questi.

Per non influenzare la raccolta dei dati con le precedenti conoscende di campagna, le zone d'indagine sono state determinate sulle tavolette al 25.000 dell'I.G.M., considerando: tutti i versamenti che delimitano i bacini imbriferi completi dei torrenti Rustico, Mancusi, Praialonga, Acqua della Signora; i versanti del medio corso della fiumara Sfalassà, tra contrada Puntone di Teramo ed il ponte della rotabile Bagnara-Solano; i versanti del tratto iniziale della fiumara Favazzina a monte di contrada Bagasciola; i versanti prospicienti la S.S. n. 18 da monte Cucuzzu a Costa Mancusi.

Sono stati in totale considerati 126 costoni di cui ben 41 risultano interessati da evidenti movimenti franosi. Non si esclude, però, che il numero di questi ultimi possa essere maggiore se l'erosione e, talora, la vegetazione non mascherassero gli elementi relativi agli scoscendimenti in esame.

Dai dati raccolti, sono derivati i diagrammi di frequenza riportati in fig. 19, 20 e 21. In ognuno di questi diagrammi si riportano: sulle ascisse le inclinazioni dei costoni da 0 a 90° e sulle ordinate la frequenza degli scoscendimenti espressa in %. Questi diagrammi, indicati con le lettere A, B e C, si riferiscono, rispettivamente, ai costoni delimitati lateralmente da incisioni profonde 0-5 metri (A), 5-10 metri (B) e 10-15 metri (C).

3.4. Classificazione e definizione.

Le difficoltà e la soggettività connesse ad una classificazione di frane sono note a chiunque si sia interessato dell'argomento e, generalmente, derivano dall'impossibilità di ridurre in uno schema rigido fenomeni estremamente variabili sia nelle cause che nei caratteri morfologici. Alcuni AA. (Penta 1956-59-62, Sharpe 1938, Terzaghi 1950, Varnes 1958, Krynine e Judd 1957, Schultz e Cleaves 1955 ed altri) nel classificare movimenti franosi danno principale rilievo al tipo di superfice di scorrimento ed alle caratteristiche meccaniche in genere del fenomeno, mentre altri (Almagià 1910, Bendel 1948, Desio 1959, Heim 1882, Lheman 1955, ecc.) fanno prevalere criteri morfologici e geologici.

A nostro avviso, data la variabilità connessa agli elementi morfologici e geologici, sembra più rispondente, ai fini di una classificazione, dare maggiore rilievo a quegli elementi che risultano presenti in qualsiasi movimento franoso, il principale dei quali è, appunto, la superfice di scorrimento. A criteri morfologici e geologici può farsi, invece, ricorso per eventuali sottoclassificazioni e cioè per eventuali ulteriori suddivisioni dei principali gruppi già definiti a seconda del tipo di superfice di scorrimento, nonché di eventuali altre caratteristiche meccaniche.

Nel caso delle frane trattate nel presente lavoro si ha:

A - superfice di scorrimento di neoformazione e, pertanto, (secondo la classificazione proposta da PENTA 1956-62), rientrano nel tipo classico degli:

scoscendimenti

B - i materiali che costituiscono il corpo di frana non si ammucchiano caoticamente ma mantengono tra loro gli originari rapporti di giacitura. I movimenti franosi in questione rientrano quindi nei « gleitrutschungen » di H. LEHMAN (1955) per cui:

scoscendimenti solidali

C - molteplicità dei movimenti, a quote differenti, lungo uno stesso costone con richiamo progressivo, di quelli a quote più alte, per l'alleggerimento provocato dalle masse franate più a valle. Anche per marcare tale caratteristica si fa riferimento alla classificazione proposta da PENTA, accettando la definizione di KRYNINE e JUDD. Quindi:

scoscendimenti solidali, progressivi

D - il terreno interessato da tali movimenti franosi è il complesso cristallino-metamorfico dell'Aspromonte. Relativamente al terreno sul quale si sviluppano frane alcuni AA, ricorrono a termini tipo « rocce sciolte » (coerenti o incoerenti) e « rocce lapidee » o « rocce litoidi », mentre altri impiegano termini come « terreno coerente », « t. semicoerente », « t. pseudocoerente » e « t. incoerente ». Qui si preferisce non dare prevalenza al criterio della coerenza in quanto, anche se tiene conto delle caratteristiche meccaniche delle rocce, mal definisce il tipo litologico interessato dal franamento. Per definire, quindi, il terreno soggetto a frane

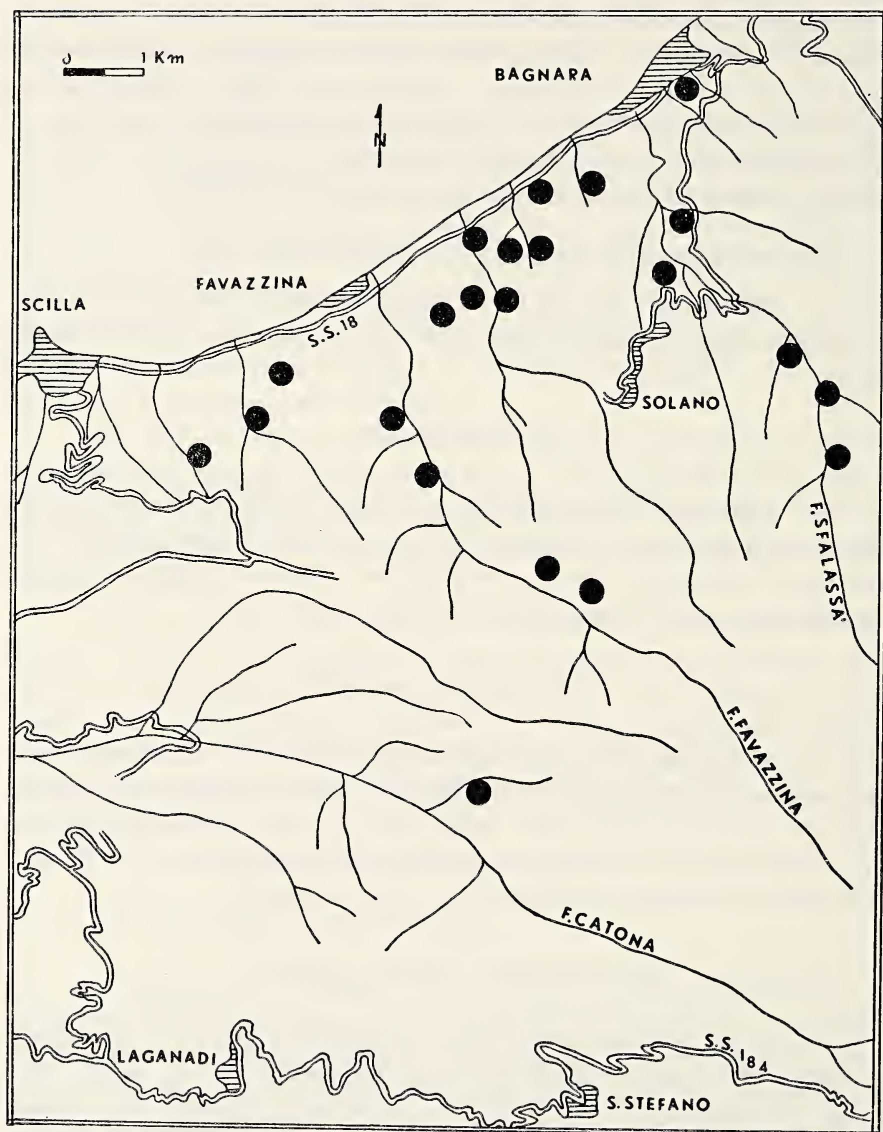


Fig. 22. — Ubicazione dei punti maggiormente interessati da scoscendimenti nell'area studiata.

si usa il termine « litoide » in quanto più rispondente, in maniera immediata, a definirlo litologicamente, essendo la caratteristica meccanica del medesimo espressa dalla possibilità di sviluppo di superfici di scorrimento di neoformazione. Pertanto:

scoscendimenti solidali, progressivi, in terreni litoidi

E - il movimento franoso viene innescato e sviluppato dallo scalzamento, al piede del versante, operato dall'attività erosiva delle acque scorrenti. Si definiscono, quindi, le frane in oggetto come:

scoscendimenti solidali, progressivi, in terreni litoidi per scalzamento al piede del pendio.

Per quanto concerne ancora la superfice di scorrimento, sarebbe da considerare l'andamento curvo che questa assume per alcune delle frane considerate, specie per quelle più prossime alla base dei costoni e cioè per quelle che si originano per prime. Ciò determina una componente rotazionale nella traslazione del corpo di frana ma tale componente non risulta costante per tutti i movimenti, molti dei quali, specie quelli a quote superiori, sembrano svilupparsi lungo superfici piuttosto piane.

4. PROPOSTA DI SISTEMAZIONE.

Salvo particolari franamenti per lo più dovuti a cause artificiali, come frane in rilevati, dighe in terra, discariche, cave ed alcune frane di crollo, la sistemazione completa di un versante in frana deve necessariamente attuarsi mediante due vie: una tendente ad eliminare, e se ciò non è possibile almeno a ridurre, le cause generali determinanti il franamento ed una seconda tendente alla sistemazione propria dei corpi di frana con i metodi ed i mezzi più rispondenti a seconda del tipo litologico dei materiali e degli interessi connessi alla sistemazione medesima. Nel nostro caso viene considerata, appunto, una sistemazione del genere tendente, da un lato, ad una generale e durevole difesa del suolo e dall'altro ad una sistemazione specifica dei corpi di frana, nella considerazione che questi vengano interessati da opere di ingegneria civile. Ciò, del resto, è quanto in realtà avviene in molti punti del versante

tirrenico dell'Aspromonte e specie nel tratto relativo al versante di contrada Feliciusu, il più critico come frequenza di movimenti di tutta l'area esaminata, dove le fondazioni di parte delle pile di un viadotto dell'autostrada Salerno-Reggio Calabria, lungo oltre 500 metri, ricadono su masse rocciose scoscese.

È chiaro che in situazioni del genere la sistemazione del corpo di

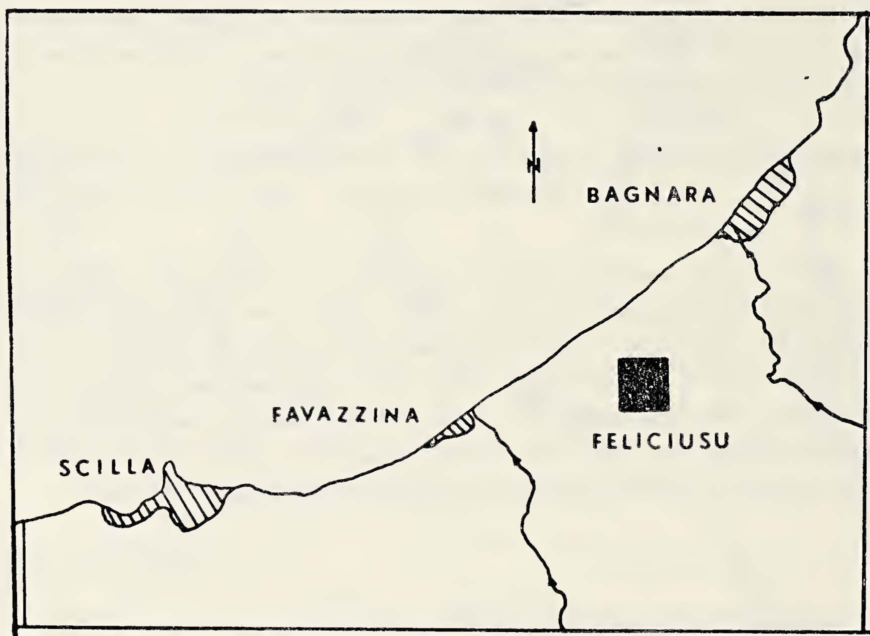


Fig. 23. - Ubicazione di Contrada Feliciusu. Scala 1:100.000.

frana non può assolutamente prescindere dalle opere tendenti alla eliminazione o almeno alla riduzione delle cause generali preparatorie del fenomeno. Qualora interessi particolari non lo richiedano, può semmai operarsi soltanto per la eliminazione dei fattori generali e lasciare che la sistemazione propria dei corpi di frana avvenga per vie naturali ma la semplice sistemazione di un corpo di frana che lasci attivi i fattori naturali che l'hanno prodotto è senz'altro un intervento destinato col tempo, come purtroppo avviene di frequente, a risultare del tutto inutile se non addirittura controproducente.

Nei due paragrafi che seguono vengono considerate alcune opere che, a nostro avviso, sono le più rispondenti ad una radicale sistema-

zione delle aree soggette a frane del tipo trattato sia per quanto concerne il fenomeno in sé che per quanto concerne direttamente i corpi di frana.

A tal fin, di tutta la regione studiata, viene esaminata soltanto una zona tipo e cioè i versanti di contrada Feliciusu in destra orografica al ramo di destra del torrente Praialonga, sfociante sul tratto di costa tra l'abitato di Bagnara Calabra e Favazzina.

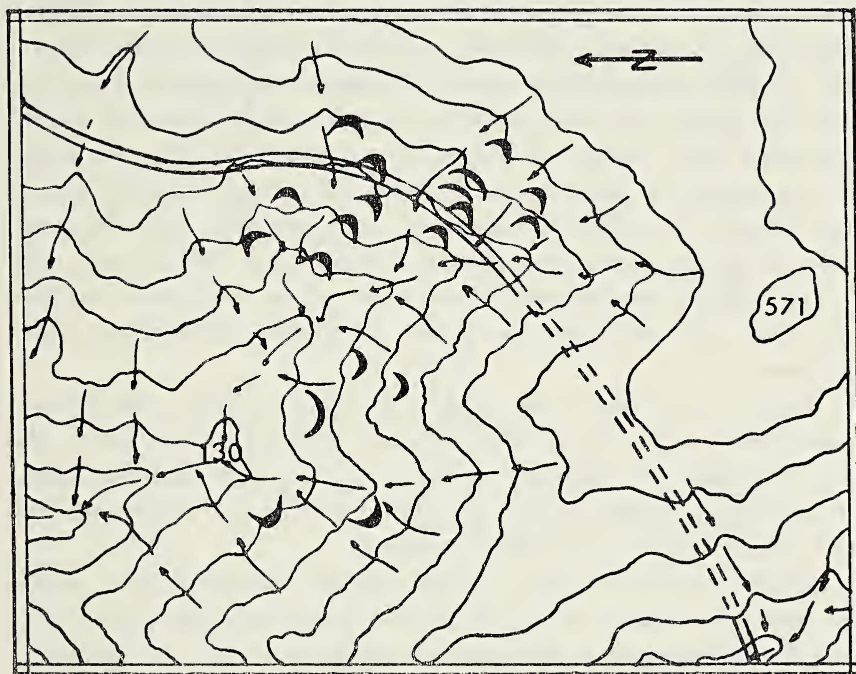


Fig. 24. — Contrada Feliciusu, con l'ubicazione dei fronti di distacco degli scoscendimenti ivi rilevabili. In figura è riportato anche il tracciato autostradale (tratto continuo: mezzacosta e viadotto; tratteggio: galleria). L'equidistanza è di 50 metri. Scala 1:10.000.

4. 1. Sistemazione a carattere generale.

Si è visto nei capitoli precedenti quali sono i fattori che concorrono allo sviluppo dei movimenti franosi trattati: clima, caratteristiche petrografiche ed assetto strutturale delle rocce, morfologia, acque d'infiltra-

zione, erosione operata dai torrenti e dalle acque selvagge incanalate lungo le incisioni.

Alcuni di questi fattori risultano, ovviamente, immodificabili (clima, morfologia ecc.) mentre altri (acque d'infiltrazione e processi erosivi) possono essere eliminati od almeno sostenzialmente ridotti. Inoltre, se si considerano le modalità di sviluppo delle frane in esame, le quali possono trovare un mutuo contrasto ad un'ulteriore traslazione nella loro disposizione ad embrici, eliminata che sia l'erosione al piede del versante, è chiaro che anche la semplice riduzione dei processi erosivi può ridare al versante una certa stabilità. Infatti, venendo impedito l'approfondimento delle incisioni, si riduce, da un lato, lo sviluppo in profondità dei processi di degradazione e quindi la quantità di materiale preposto a franare e, dall'altro, l'azione di scalzamento alla base del pendio e cioè del fattore ultimo determinante il franamento. Si può, così, riportare l'evoluzione morfologica del versante ad un andamento normale, eliminando una evoluzione per frane o, almeno, riducendola sostanzialmente.

È, però, comunque indispensabile che opere di difesa contro l'azione erosiva delle acque vadano effettuate, sia per quanto concerne la incisione principale che delimita il versante, sia per le incisioni laterali che solcano il versante medesimo, qui in genere con andamento rettilineo lungo la linea di massima pendenza.

Sia le une che le altre rientrano nel noto sistema di opere relative alle bonifiche montane e per il quale è ormai reperibile una ricca e specializzata bibliografia, alla quale si rimanda per quanto riguarda le modolità tecnico-esecutive delle varie opere.

Nel caso da noi considerato e cioè nella situazione di contrada Feliciusu, si ha:

A - *Per quanto concerne l'incisione principale*

1 - lunghezza dell'incisione 550 metri circa;

2 - dislivello tra la confluenza col Praialonga e l'inizio dell'incisione: m. 206;

3 - pendenza media dell'alveo 37,5%;

4 - ampiezza del letto non superiore, in genere, ai 10 m. con qualche slargo sui 60-70 m. attorno quota 200 e 180;

5 - curva di fondo come riportata in figura 25;

6 - alimentazione pluviale nettamente prevalente.

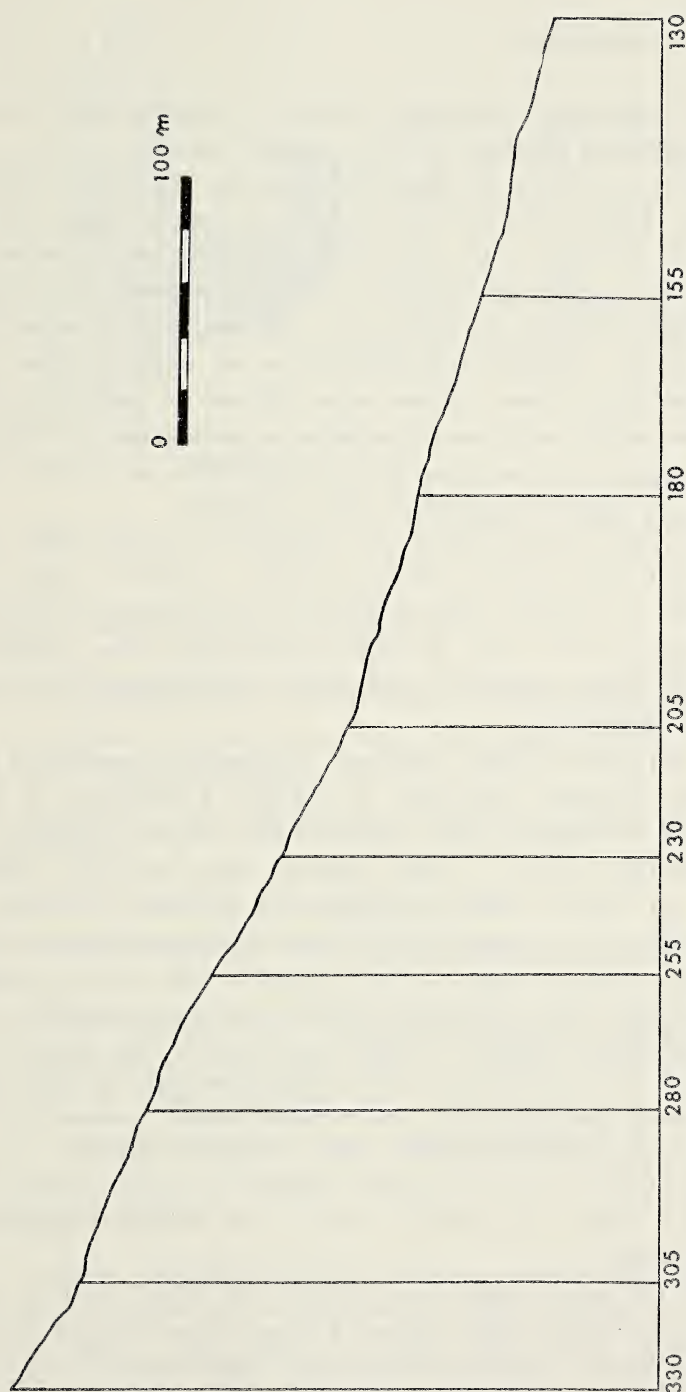


Fig. 25. — Curva di fondo dell'incisione Feliciusu costituente il ramo di destra del torrente Praialonga.

Tipo di intervento:

a) innalzamento del fondo dell'alveo e riduzione delle sua pendenza a valori non eccedenti il 3-5% mediante briglie;

b) data la natura dei materiali di sponda, la pendenza dell'alveo ed il tipo dell'alimentazione idrica dell'incisione, le briglie sono da eseguire in muratura o in calcestruzzo curandone particolarmente le fondazioni e l'incastro laterale onde evitarne lo scalzamento e l'aggiramento da parte delle acque. Si avrà cura, inoltre, di ubicarle nei punti dove i materiali di sponda non costituiscano dei corpi di frana e cioè in corrispondenza di zone rocciose meno allentate. A parità di caratteristiche meccaniche del terreno di sponda, si ubicheranno le briglie nei punti di maggiore strozzamento dell'alveo potendosi qui ottenere opere più alte e più stabili col medesimo onere economico;

c) qualora l'interrimento, da ritenersi qui molto rapido, della briglia a valle non dovesse renderlo superfluo e specie se, come è qui consigliabile, si procederà alla costruzione di poche briglie di una certa altezza anziché ad una serie di briglie relativamente basse, saranno da associare alle briglie opportune contro-briglie, eventualmente con scivolo a valle in colcestruzzo;

d) nei punti di slargo dell'alveo, si impedirà la erosione al piede del versante mediante l'esecuzione di pennelli. L'andamento di questi sarà di tipo divergente e cioè controcorrente, con una lunghezza tale da non occupare più di $^1/_5$ della larghezza totale dell'alveo. Potranno essere ad un braccio unico e formanti con la linea di corrente un angolo attorno i 70° o, meglio, dato il tipo di piene cui vanno soggetti questi corsi, a braccio triplo. In tale soluzione, onde favorire il rapido interrimento delle zone d'influenza, avranno una parte terminale, grosso modo, parallela alla corrente e rivolta verso monte, una media di raccordo a 45° ed una d'incastro alla sponda e normale ad essa. Questi pennelli, come riportato in fig. 26, avranno altezza crescente da 0 ad 1,5-2 metri, procedendo dall'alveo verso la zona d'incastro; e si avrà cura di predisporre un interrimento parziale con grossi blocchi dello spigolo verso monte tra pennello e roccia onde evitarne l'aggiramento e lo scalzamento.

Opere del genere sono state eseguite, con ottimi risultati, lungo gli affluenti del fiume Basento presso Potenza, lungo il fiume Sinni tra Episcopia e Senise e lungo il fiume Ofanto nella zona di Lavello.

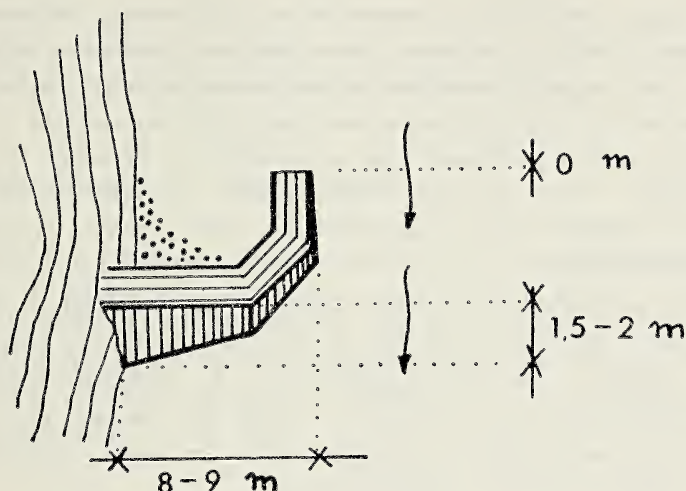


Fig. 26. — Schematizzazione di un pennello a braccio tipo.

B - *Per quanto concerne le incisioni laterali:*

1 - Lunghezza degli alvei da 130 a 350 metri massimo;

2 - dislivello tra le confluenze con l'incisione principale e le testate: da 100 a 300 metri massimo;

3 - pendenza degli alvei: da un minimo del 75% ad un massimo del 90%;

4 - curve di fondo a pendenza uniforme;

5 - andamento delle incisioni diritto lungo la linea di massima pendenza;

6 - alimentazione idrica direttamente dipendente dalle precipitazioni atmosferiche e cioè queste incisioni svolgono funzioni di canali collettori per le acque selvagge;

7 - incisioni molto strette con fondo terminale a V.

Tipo d'intervento:

a) Serie di piccole briglie in muratura o colcestruzzo ben fondate e disposte a scaglione nel tratto terminale delle incisioni per una lunghezza di almeno 40-50 metri. Le altezze delle briglie possono essere contenute, a seconda della morfologia della zona di imposta, entro i

2 metri, con intervallo non superiori a 10-15 metri. La scarpa del paramento a valle è da tenere meno inclinata possibile o addirittura verticale con risega di fondazione convenientemente al di sotto dell'alveo e feritoie per lo scolo delle acque provenienti dall'interrimento a ridosso. Converrà, inoltre, predisporre un acciottolato di drenaggio a ridosso delle briglie onde favorirne l'interrimento e smorzare il rotolamento di eventuali massi provenienti da monte, prima che l'interrimento sia formato;

b) rivestimento del fondo dell'incisione, tra briglia e briglia, con platea in pietrame o, meglio, con calcestruzzo, previa pulitura del fondo e rimozione dei massi isolati. Lì dove la morfologia lo consente, il rivestimento potrebbe operarsi con tegole di cemento. Tale rivestimento deve, comunque, ben raccordarsi ai lati delle incisioni onde evitare erosione laterale e sottoescavazione;

c) piccole briglie in pali e fasciame con altezza 50-60 cm. ed intervalli di 8-10 metri massimo, da distribuire lungo le incisioni a monte delle briglie di cui alla lettera a) e sempre che la condizione del fondo lo consenta. Nell'impossibilità di realizzare briglie in legname, sarà da considerare l'esecuzione di briglie in muratura o calcestruzzo sul tipo di quelle anzidette oppure, se la morfologia del punto lo consente, in gabbioni. Però, dato l'onere economico, tutte queste briglie sarebbero da prevedersi più intervallate e più basse di quelle a scaglione, quasi a svolgere soltanto un'azione di salvaguardia per il rivestimento del fondo che, in tale caso, sarebbe da estendere per buona parte della lunghezza dell'incisione. Sempre che la struttura e la morfologia del fondo lo consenta, briglie in legname potrebbero intervallarsi a briglie in muratura od a gabbioni, avendo però cura di chiudere verso monte il tratto di fondo rivestito sempre con una briglia in calcestruzzo e muratura. Sia le briglie in legname che, specie, quelle a gabbioni, per quanto molto economiche, sono comunque da escludere nel caso vi sia pericolo di rotolamento di massi lungo gli alvei (come in realtà avviene in parecchi tratti);

d) per quelle incisioni o per quei punti per i quali la pendenza del fondo raggiunge valori talmente elevati da sconsigliare l'esecuzione di briglie, è comunque sempre da consigliarsi almeno il rivestimento del fondo o il ricorso a qualsiasi altro accorgimento atto ad evitare l'ulteriore erosione dell'alveo;

e) dove la morfologia e le caratteristiche del terreno lo consen-

tano, sarebbero da eseguire canali drenanti superficiali, trasversali ai costoni. Gli scoli di questi canali sono da ubicare lungo le incisioni in oggetto ed in corrispondenza di tratti di fondo rivestito.

4. 2. Sistemazione dei corpi di frana.

Come si è già detto nei primi paragrafi del precedente capitolo IV, eliminata o ridotta che sia la causa ultima determinante il fenomeno franoso, i corpi delle varie frane, ai fini della difesa del suolo, potrebbero anche prescindere da una radicale sistemazione. Pertanto, a loro riguardo, si potrebbe procedere, nell'ambito di una sistemazione generale, all'esecuzione di un canale drenante a monte di ogni fronte di distacco o, meglio e data anche la difficoltà esecutiva di canali drenanti in questi terreni, ad una intonacatura della zona di contatto tra alveo e corpo di frana. Si verrebbe, così, ad evitare che le acque superficiali possano trovare facile via di penetrazione lungo il piano di scorrimento lubrificandolo ed, eventualmente, con la loro azione, determinarne di nuovi nella massa di materiali allentati.

Ben diverso è, invece, il problema nel caso che tali corpi di frana debbano venire interessati da opere di ingegneria per le quali non è possibile uno spostamento in zone più stabili. In tale ipotesi, non solo quanto detto all'inizio del presente paragrafo acquista carattere di necessarietà ma diviene indispensabile, anche, un'altra serie di interventi tendenti a risanare le condizioni meccaniche delle rocce e ad impedire la benché minima ripresa del moto di scorrimento. Il che, del resto, potrebbe verificarsi a seguito dell'imposizione di nuovi carichi o di alleggerimento, per punti, del versante conseguente ad eventuali sbancamenti.

In contrada Feliciusu si ha, come detto, che su alcuni corpi di frana insistono le pile di un viadotto. Il tipo di interventi richiesti in tale situazione è, però, grosso modo, analogo a quello cui si dovrebbe ricorrere nel caso dovesse trattarsi di grossi sbancamenti.

Infatti, per pile insistenti su un corpo di frana può determinarsi un regime di maggiori sollecitazioni riguardanti il corpo di frana medesimo ed altri eventualmente vicini.

Nel caso, invece, di sbancamenti in un corpo di frana, si avrebbe che i materiali della scarpata, dato il loro allentamento, potrebbero venire sollecitati a scoscendere lungo superfici di neoformazione condizionate dal taglio, il che potrebbe riattivare vecchi piani di scorrimento a monte o determinarne di nuovi.

Nell'uno e nell'altro caso, comunque, gli interventi consigliabili sono di due tipi e cioè:

a - Cementazioni mediante iniezioni;

b - Ancoraggi con pretensione dei tiranti.

Scopo delle cementazioni è il risanamento del manto superficiale allentato, migliorandone le caratteristiche meccaniche e conseguentemente la sua capacità portante. A riguardo, però, valgono alcune considerazioni restrittive nel senso che un'azione di cementazione mediante iniezioni, in questi terreni, non è immune da riserve ai fini di un effettivo risanamento. Infatti, dato l'assetto strutturale dei terreni ed i processi di degradazione chimica ai quali vanno soggetti, sono facili a rinvenirsi nell'immediato substrato sia zone a fratture aperte e quindi con elevato indice di assorbimento, sia zone con fratture obliterate dai processi di argillificazione con indice di assorbimento basso o nullo. Si ha, pertanto, che i valori dell'assorbimento, in tonnellate di miscela per metro lineare di foro di iniezione, non dipèndono e non testimoniano, in questo caso, un maggiore o minore grado di fratturazione e quindi di allentamento. In zone prossime a quella in esame, infatti (Piani della Corona e promontorio di S. Elia), terreni del tutto eguali a quelli di contrada Feliciusu, sottoposti ad un'azione di risanamento mediante iniezioni, hanno presentato, per punti differenti ed a parità o quasi di caratteristiche meccaniche, assorbimenti variabili da 0,3 a circa 2 t/m di miscela.

Ne deriva, quindi, che un risanamento di queste masse rocciose non può affidarsi per intero a cementazioni mediante iniezioni, pur essendo indubbio che queste determinano una miglioria delle caratteristiche fisiche del corpo fratturato. A riguardo, molto è, inoltre, dovuto alla esperienza in questi terreni ed all'accortezza del Tecnico che ne dirige i lavori, in quanto deve essere sua cura, una volta stabilite le condizioni di fratturazione e degradazione della roccia, determniare opportunamente, per zone, la pressione di iniezione e la composizione della miscela a seconda degli assorbimenti che si hanno nelle prime iniezioni da usare a scopo esplorativo.

Lo scorrimento in blocco dei corpi di frana determina più un aumento generale dell'allentamento meccanico che uno spostamento relativo delle singole masse nelle quali la roccia è originariamente fratturata. D'altro canto, come si è detto, per quanto concerne l'effetto

risanante delle iniezioni, è da ritenersi che queste nella maggioranza dei casi hanno più che altro l'effetto di diminuire il numero degli elementi della fratturazione. Si rende, pertanto, necessario, ai fini di una effettiva sistemazione e di un superamento del decadimento meccanico dei materiali, un vero e proprio ancoraggio della massa di terreno in trattamento al substrato integro. Quest'azione è, nel caso in esame, quasi sempre possibile dato lo spessore che presentano i corpi di frana, in genere non superiore ai 20 metri.

A questi ancoraggi, nel caso di creazione di scarpate artificiali nella massa in frana, è affidato il compito di « saldare » la roccia allentata della scarpata alla roccia integra, mentre, nel caso di imposizione di nuovi carichi, viene loro anche devoluta l'azione di trasmettere parte di questi carichi al terreno a letto del piano di scorrimento. Pertanto, è chiara la diversa impostazione del procedimento nel primo o nel secondo caso.

In entrambi, comunque, gli ancoraggi andranno diretti sia in orizzontale che verso l'alto onde diminuire gli sforzi di taglio e fino a profondità di almeno 3-4 metri nella presunta roccia sana. Gli spessori, le distanze e l'entità della pretensione delle ancore, andranno determinati a seconda delle dimensioni presumibili e del grado di fratturazione della massa da sostenere, nonché dell'entità degli eventuali nuovi carichi insistenti. Si procederà, quindi, alla trazione delle ancore ed alla loro cementazione. Nel caso delle previste opere in contrada Feliciusu (fondazioni) potrebbe anche considerarsi, almeno in via teorica, la cementazione soltanto nel tratto terminale delle ancore, con bitumatura od altro rivestimento di salvaguardia del tratto restante, onde affidare lo sforzo di trazione soltanto alla roccia sana. Ciò è, però, in pratica sconsigliabile data la impossibilità di conoscere, qui, con la necessaria esattezza la profondità della roccia integra.

Per quanto concerne l'appoggio sul terreno delle ancore, questo si può realizzare, a seconda della rete stabilita, mediante piastre ripartitrici o travi. Nel caso specifico delle fondazioni del viadotto Feliciusu, possono servire direttamente allo scopo le pareti, in calcestruzzo armato, delle cuffie di protezione dei pozzi di fondazione nonché le pareti dei pozzi stessi. Nelle aree circostanti le pile, data la morfologia del terreno, la realizzazione di piastre ripartitrici risulta senz'altro più agevole e più funzionale rispetto alle travi.

4. 3. Sistemazioni particolari.

Rimanendo ancora nell'argomento degli interventi da compiere ai fini di un completo risanamento del versante Feliciusu nella considerazione della realizzazione di un viadotto autostradale, non possono non considerarsi certe particolari situazioni.

Trattasi di alcuni costoni prossimi alla verticale e rivestiti dal solito manto allentato ma non in frana, con spessore verosimile non superiore ai 10 metri. Su questi ricadono le fondazioni di alcune pile (le ultime del viadotto verso Reggio C.) in posizione pressocché parietale, avendo il terreno a valle margine non superiore ai 2-3 metri.

Questa situazione che qui può sembrare del tutto particolare e localizzata, si presenta invece anche per i versanti prospicienti la incisione subito a nord, Acqua della Signora, dove è in esecuzione un altro viadotto. Similmente potrebbe presentarsi anche in altri punti dell'area considerata qualora dovessero realizzarsi opere tipo ponti, viadotti o costruzioni stradali e ferroviarie in genere.

Gli interventi ulteriori consigliabili in queste situazioni, fermi restando quelli previsti nel capitolo precedente, devono tendere a costituire quel contrasto a valle che le strutture, così ubicate, non possono avere date le caratteristiche meccaniche del terreno. Ciò si può ottenere mediante la esecuzione di muri di sostegno in calcestruzzo armato, coadiuvati da speroni. In tali opere, si avrà massima cura per le fondazioni, portandole fino ad un solido incastro nella roccia integra, peraltro non difficilmente raggiungibile, nel caso del viadotto Feliciusu, al piede dei costoni interessati.

Come si è già accennato, situazione analoga a quella del Feliciusu si verifica per il viadotto che supera l'Acqua della Signora. Qui, però, data la contenuta luce dell'incisione e l'andamento ortogonale del viadotto rispetto all'incisione stessa, l'azione di sostegno del terreno sul quale insistono pile in posizione parietale, si può affidare alle stesse opere necessarie per la sistemazione del corso torrentizio e cioè a briglie opportunamente integrate. Infatti, ubicando com'è possibile qualche briglia, grosso modo, in verticale col viadotto, si possono alzare le ali della briglia stessa fino a dar loro funzione di contrafforti. L'incastro nella roccia di sponda sarà da effettuarsi soltanto per un'altezza e per una profondità minima necessaria ad evitarne l'aggiramento e lo scalzamento da parte delle acque. A monte e a valle della briglia, la base del costone andrebbe sostenuta con muri di altezza e larghezza opportune

e costituenti un tutt'uno con le ali della briglia medesima. Tutta la struttura di sostegno può ammorsarsi alla roccia integra del substrato mediante una parte degli ancoraggi previsti per il risanamento della zona di fondazione. Potrebbe, cioè, realizzarsi un'opera tipo quella schematizzata di seguito in figura 27.

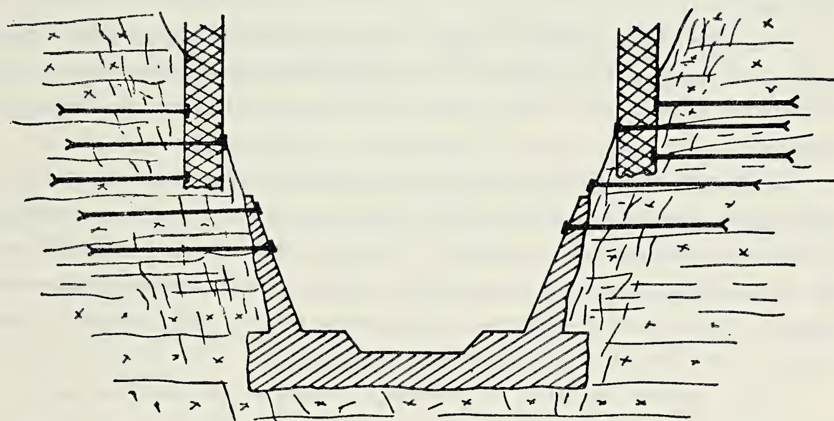


Fig. 27. — Schematizzazione della struttura unica briglia-contrafforti, descritta nel testo.

5. CONCLUSIONI.

Dai dati analitici e dalle considerazioni svolte nei vari capitoli del presente lavoro, le conclusioni che possono trarsi sono quelle di uno stato di dissesto o di equilibrio molto precario per tutti i versanti dell'Aspromonte tirrenico, costituiti da terreni cristallino-metamorfici.

Si ha, infatti, che questi, date le loro caratteristiche petrografiche e meccaniche nonché a seguito delle condizioni climatiche della regione, danno luogo in superfice ad una coltre di terreno estremamente allentato e degradato con spessori medi di 10-20 metri. D'altro canto i veloci processi erosivi che interessano le aree esaminate, specie ad opera delle acque selvagge e conseguenti al recente e particolare sollevamento tettonico di tutta la regione, realizzano lo sviluppo di numerose incisioni in via di rapido approfondimento. Ciò pone generalmente in condizioni limite di stabilità tutto il manto esterno di degradazione sollecitandolo a scoscendere.

Si realizza, pertanto, come già detto, un'evoluzione dei versanti mediante movimenti franosi.

L'entità e la frequenza delle masse che scoscendono o tendono a scoscendere è in rapporto allo spessore del manto degradato, alla profondità dell'incisione che le richiama ed alla inclinazione dei versanti, avendosi un massimo di frequenza per versanti con inclinazione tra 40 e 60°.

La velocità di traslazione dei corpi di frana è, in genere, molto lenta e dipende dalla velocità di approfondimento dell'incisione e cioè dall'azione erosiva che determinano, al fondo di questa, le acque meteoriche.

La dipendenza della progressiva traslazione delle masse rocciose dal progressivo approfondimento dell'incisione, nonché la natura litologica e l'assesto strutturale dei materiali, rendono possibile lo scoscendimento del corpo di frana in maniera solidale, senza cioè scompaginarsi e caoticizzarsi. Ciò determina, però, ugualmente nei materiali che lo costituiscono un elevato allentamento meccanico.

Tutte queste modalità di sviluppo rendono gli scoscendimenti in oggetto dei fenomeni molto infidi e pericolosi sia per quanto concerne la pura e semplice conservazione del suolo nonché la realizzazione di eventuali opere di ingegneria e la sicurezza di centri abitati. Gli scoscendimenti trattati, infatti, vengono spesso non rilevati sul terreno in quanto è facile venire tratti in errore dalla disposizione grosso modo ordinata che assumono i materiali del corpo di frana, nonostante che in molti casi evidenti fronti di distacco dovrebbero senz'altro almeno suggerire l'esistenza di un fenomeno del genere. In ogni caso, come dimostrato nel capitolo relativo, un valido aiuto per l'individuazione ed il dimensionamento delle masse in frana può aversi dalle indagini geofisiche, qualora le osservazioni di campagna dovessero venire impedite nella loro completezza da particolari situazioni locali.

Le cause del diffuso dissesto dei versanti dell'Aspromonte e di tante altre zone della Calabria, sono di natura geomorfologica e climatica ma non può considerarsi estranea, anche se indirettamente, l'azione dell'uomo dato lo stato di estremo abbandono nel quale versano le zone considerate.

Ciò non va, però, inteso nel senso che può essere possibile artificialmente una eliminazione completa dei fenomeni trattati, in quanto non è possibile arrestare del tutto la naturale evoluzione morfologica del suolo. È, però, possibile nel nostro caso un disciplinamento ed un contenimento entro limiti non dannosi, purché si abbia cura di eliminare

o ridurre radicalmente le cause ultime determinanti il fenomeno e cioè i processi erosivi di scalzamento al piede dei versanti ed approfondimento delle incisioni.

Nel presente lavoro si è, così, cercato di segnalare alcuni di quelli che possono essere i sistemi di intervento più efficaci, prendendo ad esempio la zona più tipica (contrada Feliciusu) di tutta l'area esaminata. Ciò anche in considerazione dei lavori autostradali in corso in tale area, il che ci ha fornito la possibilità di esporre anche alcuni tipi di interventi, a carattere specifico, tendenti al risanamento ed alla sistemazione propria dei corpi di frana.

Ai fini di una generale e funzionale sistemazione dei versanti, si ritiene opportuno ribadire ulteriormente che più che gli interventi « a posteriori », ormai condizionati dallo sviluppo dei fenomeni, assumono particolare importanza gli interventi a carattere preventivo se si tiene presente che, oltre alla maggiore funzionalità, la prevenzione di un danno comporta sempre un onere economico inferiore a quello connesso ai rimedi successivi.

Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, dicembre 1968.

BIBLIOGRAFIA

Almagià R., (1910) - *Studi geografici sulle frane in Italia.* Mem. R. Soc. Geogr. It., Roma.

Balatroni F., (1921) - *Sul consolidamento dei materiali franosi.* Giorn. Ass. Naz. Ing. It., a. 2°, **10**, Milano.

Bay F., Di Tella G., (1939) - *Le correzioni dei torrenti.* Bibl. d. Bon. Int., **5**, par. 3ª, t. 1, Firenze.

Bendel L., (1948) - *Ingenieurgeologie.* **2**, Ed. Springer, Wien.

Beomonte M., (1959) - *Sull'adozione della bullonatura a sostegno degli scavi all'aperto ed in sotterraneo.* Geotecnica, **2**, Milano.

Bonte A., (1956) - *Le rôle de la géologie dans les travaux de génie civil.* Ann. Ponts et Chauss, **126**, fasc. 1.

Bourcart J., (1941) - *Essai d'une classification raisonée des materiaux meubles.* Bull. Soc. Geol. Fr., s. 5, **11**, Paris.

Braun G., (1907) - *Beiträge zur Morphologie des nördlicher Appennin.* Zt. d. Gesellsch. f. Ardk. zu Berlin, n. 7, 8, Berlin.

Cestelli Guidi C., (1959) - *Meccanica del terreno, fondazioni, opere in terra.* Hoepli Editore, Milano.

Christman H. E., (1959) - *Bolts stabilize high rock slopes.* Civil Eng., **30**, London.

Cortese E., (1895) - *Descrizione geologica della Calabria.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Roma.

Cotecchia V., (1967) - *Le alluvioni e la difesa del suolo. Scienza e Tecnica*, **68**, Ed. Mondadori, Milano.

Da Costa Nunes A. J., (1966) - *Slope stabilization improvements in the techniques of prestressed anchorages in rocks and soils.* Rend. 1° Congr. Soc. Int. Mecc. delle Rocce, Lisbona.

Dell'Arciprete E., (1936) - *Il risanamento dei movimenti franosi della terra con speroni e drenaggio.* L'Ingegnere, anno 1936, fasc. 6, Roma.

Ducci A., (1953) - *Sulle cause geologiche e geografiche delle inondazioni e delle frane in Calabria. Proposte preliminari ecc.* Giorn. Genio Civile, fasc. 10, Roma.

Eckel E. B., (1958) - *Landslides and engineering practice.* Highway Res. Board, **544**, Washington.

Fellner L., (1959) - *Die Kritische Rutschsicherheit.* Bauingenieur, **34**, fasc. 9.

Fischer K., (1959) - *Zur linearen Zunahame der Steifezahl E des Baugrundes mit der Tiefe.* Bauingenieur, **34**, fasc. 12.

Griggs D., (1939) - *Creep of rocks.* Journ. of geol., **47**, London.

Heim A., (1882) - *Ueber Bergsturze.* Neujahrsblatt. d. Zurcher Naturf. Gesell., Zurich.

Huson A., Costes A., (1959) - *Le boulonnage des roches en souterrain.* Ed. Eyrolles, Paris.

Iliev G. I., (1966) - *An attept to estimate the degree of weathering of intrusive rocks from their physico-mechanical properties.* Paper 3, Theme 2, 1 st Cong. of Rock Mech., Lisbona.

Ippolito F., (1949) - *Contributo alle conoscenze geologiche della Calabria.* Mem. e note Ist. Geol. Appl. Univ. di Napoli, **2**, Napoli.

Ippolito F., (1954) - *L'ambiente geologico della montagna meridionale.* La ricerca scientifica, **24**, n. 10, C.N.R., Roma.

Ippolito F., (1955) - *Geologia dei dissesti calabresi.* Almanacco calabrese, a. 5, n. 5, Roma.

Ippolito F., (1955) - *I dissesti idrogeologici della Calabria. Criteri d'intervento.* Prospettive meridionali, a. 1, n. 1.

Issel A., (1910) - *Origine e conseguenze delle frane.* Riv. Scienze Nat., **1**, fasc. 13, Milano.

Kennedy T. B., (1958) - *Pressure grouting fine fissures.* Proc. Am. Civ. Eng., **83**, New York.

Kjellmann W., (1955) - *Do slip surface exist ?* Geotecnique, **5**, fasc. 1, Paris.

Krynine D. P., Judd W. R., (1957) - *Landslides and crustal displacements.* (Principles of Engineering Geology and Geotechnics). McGraw-Hill Book Co., New York.

Ladd G. E., (1934) - *Bank slide in deep cut caused by drought.* Eng. News-Record, **112**, New York.

Ladd G. E., (1935) - *Landslides, subsidence and rock falls.* Proc. Am. Rwy. Eng. Assoc., **36**, Washington.

Lehman H., (1955) - *Freiberger Forchungshefte.* Recentito da Penta F (1959).

Legget R. R., (1962) - *Geology and Engineering.* McGraw-Hill Book Co., New York.

Maddalena L., (1943) - *Frane.* Ist. Naz. Fasc. St. e Sper. Ind. Edil., Roma.

Malgeri E., (1912) - *Fenomeni di erosione nella Calabria meridionale.* Atti VII Congr. Geogr. It., Palermo.

MINEAR V. L., (1957) - *General aspect of cement grouting of rock.* Proc. Amer. Civ. Eng., **83**, New York.

MINISTERO DEI LL. PP., (1964) - *I movimenti franosi in Italia.* Roma.

MONTANARI G., (1939) - *Studio generale sui movimenti franosi in provincia di Reggio Calabria.* Annali dei LL. PP., **77**, fasc. 2-3, Roma.

MONTANARI G., (1940) - *Studio generale sui movimenti franosi in provincia di Catanzaro.* Ibidem, **78**, fasc. 2, Roma.

MDNTANARI G., (1941) - *Nota alla carta delle frane in provincia di Cosenza.* Ibidem, **79**, fasc. 1, Roma.

MORANDI M., (1933) - *Scilla.* Le vie d'Italia, **39**, Milano.

MORI A., (1957) - *L'Italia fisica - cap. II - Il Clima.* Ed. T.C.I., Milano.

NAU M., (1959) - *Methode operatoire pour la determination des modules d'elasticité des sols.* Rev. Gen. Routes, fasc. 333, Paris.

NICOTERA P., (1959) - *Lo stato di dissesto idrogeologico della penisola calabrese.* Geotecnica, n. 6, Milano.

OBERT L., DUVAL W., (1967) - *Rock mechanics and the design of structures in rock.* Ed. Wiley, New York.

PAGANELLI F., (1968) - *Studio sul dissesto idrogeologico della Calabria.* Boll. Soc. Geol. It., **87**, fasc. 3, Roma.

PARPAGLIOLO L., (1930) - *Bagnara di Calabria.* Le vie d'Italia, a. 26, Milano.

PATA O., (1938) - *Stratigrafia e tettonica dei terrazzi fra Aspromonte e Villa S. Giovanni.* Ist. Geo-pal. Univ. di Catania, Catania.

PENTA F., (1956) - *Sulla classifica delle frane interessanti l'ingegneria.* La ricerca scientifica, a. 26, n. 3, Roma.

PENTA F., (1959) - *Relazione generale sul tema Frane.* Geotecnica, a. 4, **6**, Milano.

PENTA F., (1962) - *Frane e movimenti franosi.* Ed. Siderea, III edizione, Roma.

ROTIGLIANO S., (1916) - *Costruzioni di strade e ferrovie.* Ed. Hoepli, Milano.

SAITO - UEZAWA, (1961) - *Failure of soil due to creap.* 5[th] Congr. Soil Mech., Paris.

SCHULTZ J. R., CLEAVES A. B., (1955) - *Geology in Engineering.* Wiley e Sons Ed., New York.

SHARPE C. F. S., (1938) - *Landslides and related phenomena.* Columbia University press., New York.

SIMONDS A. W., (1957) - *L'emploi des boulons d'ancrage pour stabiliser les pentes rocheuses.* Rev. de l'Ind. Min., **8**, Paris.

STEFANINI G., (1911) - *Le frane dell'Appennino centrale e meridionale secondo gli studi del prof. R. Almagià.* Riv. Geogr. It., **18**, fasc. 6, Firenze.

STINY J., (1929) - *Technische Gesteinkunde.* J. Springer Ed., Wien.

STRAUB L. G., (1942) - *Mechanics of rivers.* (Physics of the Eart, part IX) McGraw-Hill Book Co., New York.

STRUILLON R., (1966) - *Quelques aspect de l'altération rapide des roches silicatées et climat tempéré.* Rend. I Congr. Soc. Int. Mecc. delle Rocce, **1**, Lisbona.

TALOBRE J. A., (1967) - *La mécanique des roches.* II ediz., Ed. Dunod, Paris.

TAYLOR D. W., (1937) - *Stability of earth slopes.* Journ. Boston Soc. Civ. Eng., **24**, Boston.

TERZAGHI K., (1950) - *Mechanism of landslides.* (Application of geology to engineering practice). Geol. Soc. of Am., Berkey vol., New York.

TERZAGHI K., (1965) - *Mécanique des sols appliquée.* Ed. Dumod, Paris.

Trabucco G., (1913) - *Sulla classificazione e sull'origine delle frane.* Riv. Geogr. It., a. 20, fasc. 5, 6, Firenze.

Varnes D. J., (1958) - *Landslides and engineering practice.* Nat. Res. Counc. Highway Res. Bo., **29**, Washington.

Viparelli M., Maione U., (1959) - *Natura ed evoluzione di alcune frane nell'Aspromonte meridionale.* Geotecnica, a. 4, **6**, Milano.

Ward H. W., (1945) - *The stability of natural slopes.* Geograph. Journ., **105**, n. 5, 6, London.

Whetton J. T., (1957) - *Revue generale du probleme des mouvements de terrain.* Rev. Ind. Min., **39**, fasc. 2, Paris.

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 473-480, 4 figg., 1 tav.

Primi risultati delle indagini polliniche nel bacino lacustre del Vallo di Diano (*)

Nota del socio TERESA DE CUNZO e della dott.ssa AMALIA TAVERNIER (1)

(Tornata del 20 dicembre 1968)

Riassunto. — Gli AA. presentano i risultati di n. 26 analisi polliniche fatte su sedimenti di natura argillosa, prelevati rispettivamente nelle parti settentrionale e meridionale del Vallo di Diano.

I sedimenti comprendono una flora a: *Pinus, Abies, Keteleeria, Quercus, Tilia, Alnus* ecc.; con probabilità corrispondente ad una fase dell'interglaciale Riss-Würm, con caratteri climatici di tipo caldo umido con progressivo raffreddamento verso la parte alta della serie.

Summary. — The Authors are giving the results of 26 pollinic analysis made on clayey sediments collected respectively around North and South parts of Vallo di Diano.

The sediments show a flora composed by: *Pinus; Abies; Keteleeria; Quercus; Tilia; Alnus;* corrisponding probably to the interglacial stage Riss-Würm, with climatic peculiarity warm-damp by progressive cooling upward of the sequence.

Le analisi dei campioni studiati per il presente lavoro, sono da inquadrare in un più ampio studio inteso a stabilire possibili correlazioni tra le antiche conche lacustri dell'Appennino meridionale, quali appunto il Vallo di Diano e le altre « reliquie di laghi pleistocenici » (De Lorenzo).

Il Vallo di Diano è uno dei più ampi bacini intermontani in provincia di Salerno; esso è limitato ad Ovest dal massiccio calcareo meso-

---

(*) Lavoro eseguito col contributo del CNR.

(1) Ringraziamo il prof. F. Scarsella, Direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, per i suggerimenti ed i consigli ricevuti durante l'espletamento della ricerca.

zoico del Monte Cervati e dei Monti La Mutola; ad Est dal gruppo calcareo dolomitico dei Monti della Maddalena. (Tavv. 199-IV-SO e 210-IV-NE della Carta Topografica d'Italia dell'I.G.M.).

La piana del Vallo di Diano è percorsa in tutta la sua lunghezza dal fiume Tànagro.

È una conca di origine tettonica, già sede di un bacino lacustre, che si allunga da NO a SE per circa 30 Km da Polla a Casalbuono;

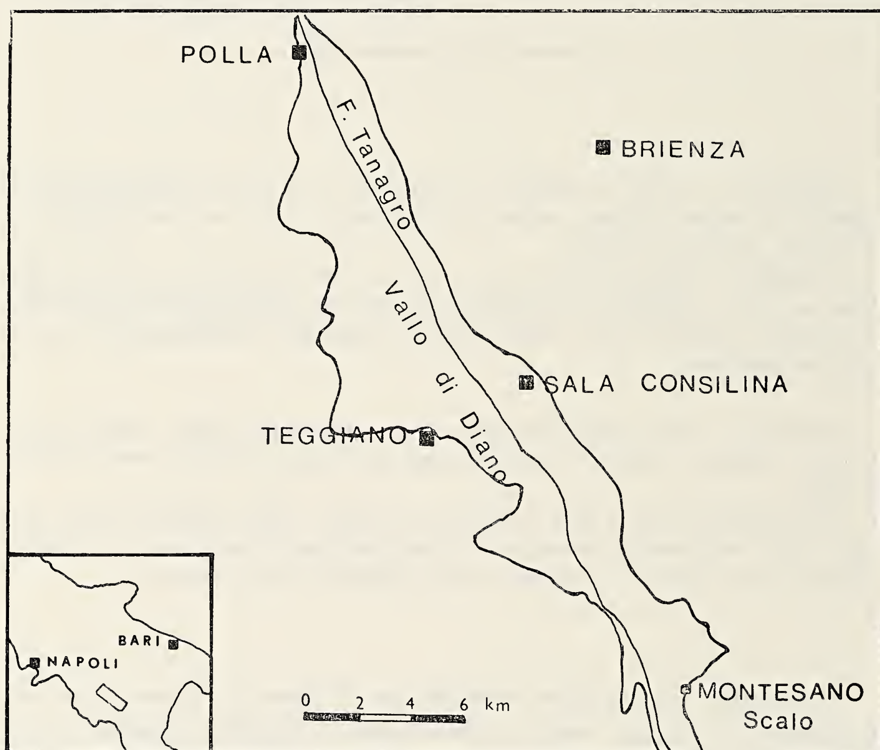


Fig. 1. — Schizzo rappresentativo dell'area studiata.

in larghezza si estende da 2 a 6 Km; la sua superficie è di circa 130 Kmq, con un fondo perfettamente orizzontale.

Secondo l'opinione di Mallet, riferita da De Lorenzo, è una valle che nel Pleistocene era occupata da un lago che si prosciugò a causa del clima che diventava arido e per l'apporto del materiale che i numerosi torrenti depositarono in esso; il conseguente interrimento e l'erosione regressiva della soglia, lasciarono ancora in epoca storica una lunga pianura paludosa bonificata poi dai Romani.

Considerazioni di carattere geomorfologico, basate sul fatto che la erosione è molto giovane, fanno ritenere che l'incisione della soglia di Campestrino, per l'erosione regressiva che ha provocato l'estinzione del lago, sia di probabile età würmiana, e pertanto i sedimenti che hanno riempito il lago rappresentino l'interglaciale Riss-Würm, caratterizzato da un clima piuttosto caldo.

I campioni presi in considerazione per la presente nota, sono 26,



Fig. 2. — Località « Pantanelle » cava di argilla.

e provengono da zone marginali del Vallo di Diano; 8 campioni sono stati presi nei dintorni di Polla, all'estremità NO del Vallo, profittando dei recentissimi tagli per lavori stradali, e sono numerati da 1 a 8 con sigla « C »; gli altri sono stati prelevati in località « Pantanelle », sita alle falde dell'altura di Montesano sulla Marcellana; questa località è al margine SE del bacino del Vallo di Diano.

La serie dei campioni raccolta in località Pantanella (Km 2,5 della SS 103), proviene da un livello stratigraficamente più alto rispetto a quello della serie raccolta nei dintorni di Polla.

I campioni di tale località sotto Montesano, di natura argillosa, sono 14, indicati con la lettera « M », e numerati da 1 a 14. Sono stati raccolti lungo il fronte, alto circa 5 m, di una cava di argilla.

Altri campioni numerati da 1 a 4 e siglati con lettera « FS », studiati col solo intento esplorativo, non sono compresi nel conteggio della

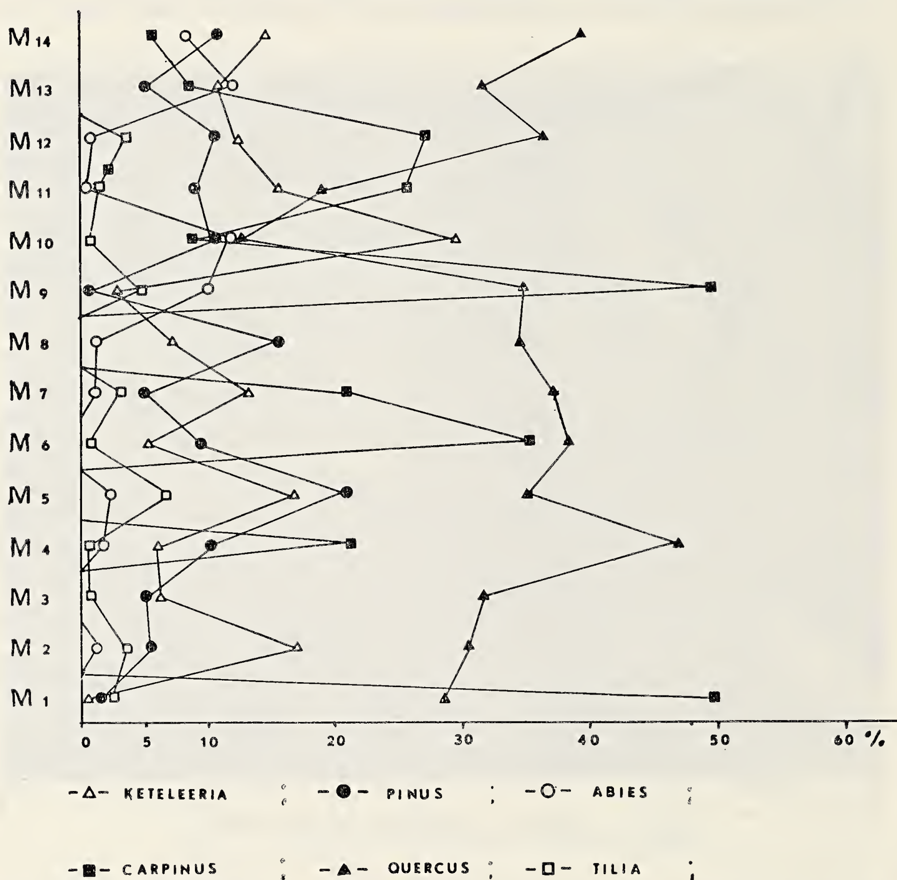


Fig. 3. — Diagramma pollinico rappresentante le percentuali delle singole essenze nei campioni: in ascissa le percentuali da 0 a 60%, in ordinata i campioni da M1 a M14.

serie sopra esposta, perchè prelevati in un taglio stradale nei dintorni di Polla sottostante e non correlabile a quello di Polla sopradetto.

La serie campionata nei dintorni di Polla, sul lato S del ponte dell'autostrada all'altezza del vecchio innesto della SS 19 per le Calabrie all'incirca al Km. 56, è costituita da un'alternanza di strati di argilla

giallastra chiara e bigio scura (campioni siglati con lettera C e numerati da 1 a 5), cui si sovrappone uno strato di sabbia gialla (C_5) e infine uno strato di piroclastite biancastra (C_7) con inclusi straterelli più scuri (C_8). Tutti questi campioni sono risultati affatto privi di granuli pollinici.

La serie campionata a Montesano sulla Marcellana, nella località suaccennata di Pantanelle, è rappresentata da campioni di argilla di colore variabile tra il bigio scuro (M_1), il bigio chiaro (M_2, M_3, M_4, M_5, M_7, M_{10}, M_{11}, M_{13}) e il giallastro (M_6, M_8, M_9, M_{12}, M_{14}); è da notare che i campioni: M_2, M_3, M_5, M_8, M_{12}, M_{14} si sono rivelati ricchi, e

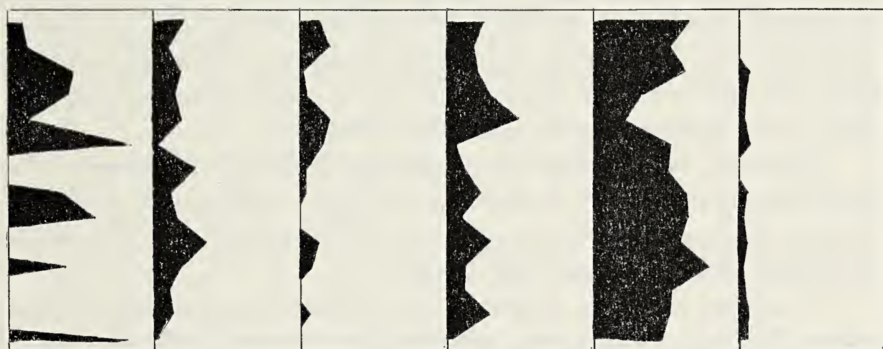


Fig. 4. — Diagramma cumulativo rappresentante le percentuali delle essenze nei Hyde H. A. e Adam K. F., 1958 - *An atlas of airborne pollen grains.* Macmillan e co., LTD, London.

l'M_{14} ricchissimo, di gusci di lamellibranchi, determinati come appartenenti al genere *Dreissena*, tipico rappresentante di acque dolci (1).

I campioni di tutte queste serie, sono stati raccolti ad una distanza media l'uno dall'altro di circa 10 cm.

Nei campioni della serie di Montesano sulla Marcellana, si è rinvenuto un numero abbondante di granuli pollinici, sia per quantità di uno stesso genere sia per varietà di essenze arboree rappresentate. Scarsa invece la presenza di piante erbacee.

Da notare la presenza, anche se non frequente, di pollini di *Dacrydium*, e abbastanza frequente, quasi costante, di pollini di *Keteleeria*, essenze queste attualmente non viventi in Italia e nemmeno in Europa. Riteniamo opportuno a questo punto mettere in risalto il rinvenimento di

---

(1) Ringraziamo la dott. P. Bonardi de Capoa che ci è stata di valido aiuto a questo proposito.

queste Conifere, in depositi dell'Appennino meridionale; già Paganelli (1962) fa rilevare l'importanza del rinvenimento della *Keteleeria*, « . . . in quanto detta pianta viene considerata oggigiorno esotica per il nostro continente ed il suo attuale areale di distribuzione è limitato ad alcune zone della Cina e del Giappone soltanto. »; osserva inoltre che la *Keteleeria*, in Europa, è stata rinvenuta solo molto raramente nel Quaternario, mentre rinvenimenti di *Keteleeria* sono più frequenti nel Terziario specialmente nel Miocene (Macko 1957-1959), e nel Pliocene (Szafer 1946-1947).

Dal diagramma (fig. 4) risulta evidente una notevole variazione di frequenza in senso verticale dei granuli pollinici sia a carattere qualitativo che quantitativo. I campioni prelevati a Polla sono risultati quasi del tutto sterili; i pochi granuli di Chenopodiacee rinvenuti non sono affatto sufficienti come indicatori climatici.

Diversa è la situazione per i campioni raccolti a Montesano sulla Marcellana. In questi si riscontra una notevole abbondanza di granuli pollinici sicuramente indicativi di un clima ben definito, che si è potuto riconoscere come un clima caldo umido.

L'associazione della flora da noi rinvenuta comprende: *Pinus*, *Abies*, *Keteleeria*, *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Juniperus*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Acer*, *Tilia*, *Pterocarya*, *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*; essenze queste, indicative appunto di clima caldo umido, di tipo atlantico.

Dal diagramma, più precisamente, si nota una variazione climatica del caldo, che già compare nei campioni più bassi della serie, raggiunge una punta massima a metà, per tornare poi ad abbassarsi verso il limite superiore della serie stessa.

Pertanto i sedimenti studiati, contenenti la flora sopra enunciata, possono essere attribuiti, a nostro avviso, all'interglaciale Riss-Würm.

Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, dicembre 1968.

BIBLIOGRAFIA

Autori vari, 1963 - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale.* A cura della Geomineraria Nazionale Roma, pp. 319, Torino.

Bertolani - Marchetti D., 1960 - *Metodi di preparazione di sedimenti per l'analisi pollinologica.* Atti Soc. Natur. e Matem. di Modena, **91**, 38, s. VI, pag. 59, Modena

Bertolani - Marchetti D., 1960 - *Reperti paleobotanici in un « inghiottitoio fossile » di gessi bolognesi.* Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **91**, 38, s. VI, pagg. 60-68, Modena.

Blanc A. C. e Tongiorgi E., 1938 - *Appunti di ecologia quaternaria (il Tirreniano).* Boll. Com. Glac. It., 18, pagg. 143-158, Torino.

Davide B., 1961 - *Una stazione preistorica.* La Speleologia, 1, pagg. 11-12, Roma.

De Lorenzo G., 1898 - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale.* Mem. Atti R. Acc. Sc. fis. mat. e nat. di Napoli, 9, s. 2, n. 6, Napoli.

De Lorenzo G., 1937 - *Geologia dell'Italia meridionale.* Ed. Politecnica, Napoli.

Erdtman G., 1954 - *An introduction to pollen analysis.* Chronica Botanica, Co., Waltham.

Faegri K. e Iversen J., 1964 - *Textbook of pollen analysis.* Ed. Munksgard, Copenhagen.

Follieri M., - *Macro e microfossili vegetali in un deposito lacustre pleistocenico presso Acerno (Salerno).* Ann. Bot., 26, n. 2, pagg. , Roma.

Hyde H. A. e Adam K. F., 1958 - *An atlas of airborne pollen grains.* Macmillian e co., LDDT., London.

Klaus W., 1965 - *Pterocarya pollen in Quartar-Salz aus Israel.* « Pollen et spores », 8, n. 3, pagg. 529-531, Paris.

Kremp G. O. e Spackman W., 1959 e segg. - *Catalog of fossil spores and pollen.* College of Mineral industries the Pennsylvania State, University Park Pennsylvania.

Lavocat R., 1966 - *Atlas de Prehistoire: Faunes et Flores prehistoriques de l'Europe occidentale.* Boubée et c., Paris.

Lona F., 1950 - *Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento Villafranchiano di Leffe (Bergamo).* Atti Soc. It. Sc. Natur., 89, pagg. 123-180, tavv. 3-4, Milano.

Lona F. e Ricciardi E., 1961 - *Studio pollinologico stratigrafico su una serie lacustre pleistocenica dell'Italia centrale (Bacino di Gubbio, Perugia).* « Pollen et spores », 3, n. 1, pagg. 93-100, Paris.

Macko S., 1957 - *Lower Miocene pollen flora from the Valley of Klodinica near Gliwice (Upper Silesia).* Trav. de la Soc. des Sc. et des Let. de Wroclaw, 88, Wroclaw.

Macko S., 1959 - *Pollen grains and spores from Miocene browns coals in lower Silesia.* I. Trav. Soc. des Sc. et des Let. de Wroclaw, 96, Wroclaw.

Marchesoni U. e Paganelli A., 1960 - *Ricerche sul Quaternario della Pianura Padana. I - Analisi polliniche di sedimenti torbo-lacustri di Padova e Sacile.* Rend. It. Sc., 1, pagg. 47-54, Camerino.

Paganelli A., 1961 - *Primi saggi per uno studio pollinologico del deposito lignitifero di Pietrafitta (Umbria).* Nuovo Giorn. Bot. It., 67, n. 3-4, pagg. 601-605, Firenze.

Paganelli A., 1961 - *Ricerche sul Quaternario della Pianura Padana. II - Analisi polliniche di sedimenti torbo-lacustri di Ca Marcozzi (Delta Padano).* Rend. It. Sc., 2, pagg. 83-96, Camerino.

Paganelli A., 1962 - *Rinvenimento del polline di Keteleeria in alcuni depositi quaternari dell'Italia centro-settentrionale.* Giorn. Bot. It., 69, pagg. 103-108,, Firenze.

Pokrovskaia I. M., 1950 - *Analyse pollinique.* Ann. serv. inf. geo. du B.R.G.G.M., Centr. Nat. de la rech. sc., Moscou.

Principi P., 1955 - *Ecologia vegetale.* Ed. REDA, Roma.

Ricciardi E., 1965 - *Analisi polliniche di una serie stratigrafica dei sedimenti lacustri del Pleistocene inferiore nel bacino di Leonessa (Rieti - Italia centrale).* Giorn. Bot. It., 72, pagg. 62-82, tavv. 1-8, Firenze.

Scandone P., 1967 - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, 76, pagg. 11-75, tavv. 17, Napoli.

Scandone P. e Bonardi G., 1968 - *Synsedimentary tectonics controlling deposition of Mesozoic and Tertiary carbonatic sequence of areas surrounding Vallo di Diano (Southern Appennines).* Mem. Soc. Geol., 7, pagg. 1-10, fig. 1, Pisa.

Settepassi F. e Verdel U., 1965 - *Continental Quaternary Mollusca of Lower Liri Valley (Southern Latium).* Geol. Rom., 4, pagg. 369-452, figg. 29, tavv. 2, Roma.

Wodehouse R. P., 1959 - *Pollen grains.* Ed. Hafner, New York.

TAVOLA 1.

Figg. 1, 4, 7. — *Keteleeria*

Figg. 2, 8. — *Abies*

Figg. 3, 5. — *Pinus*

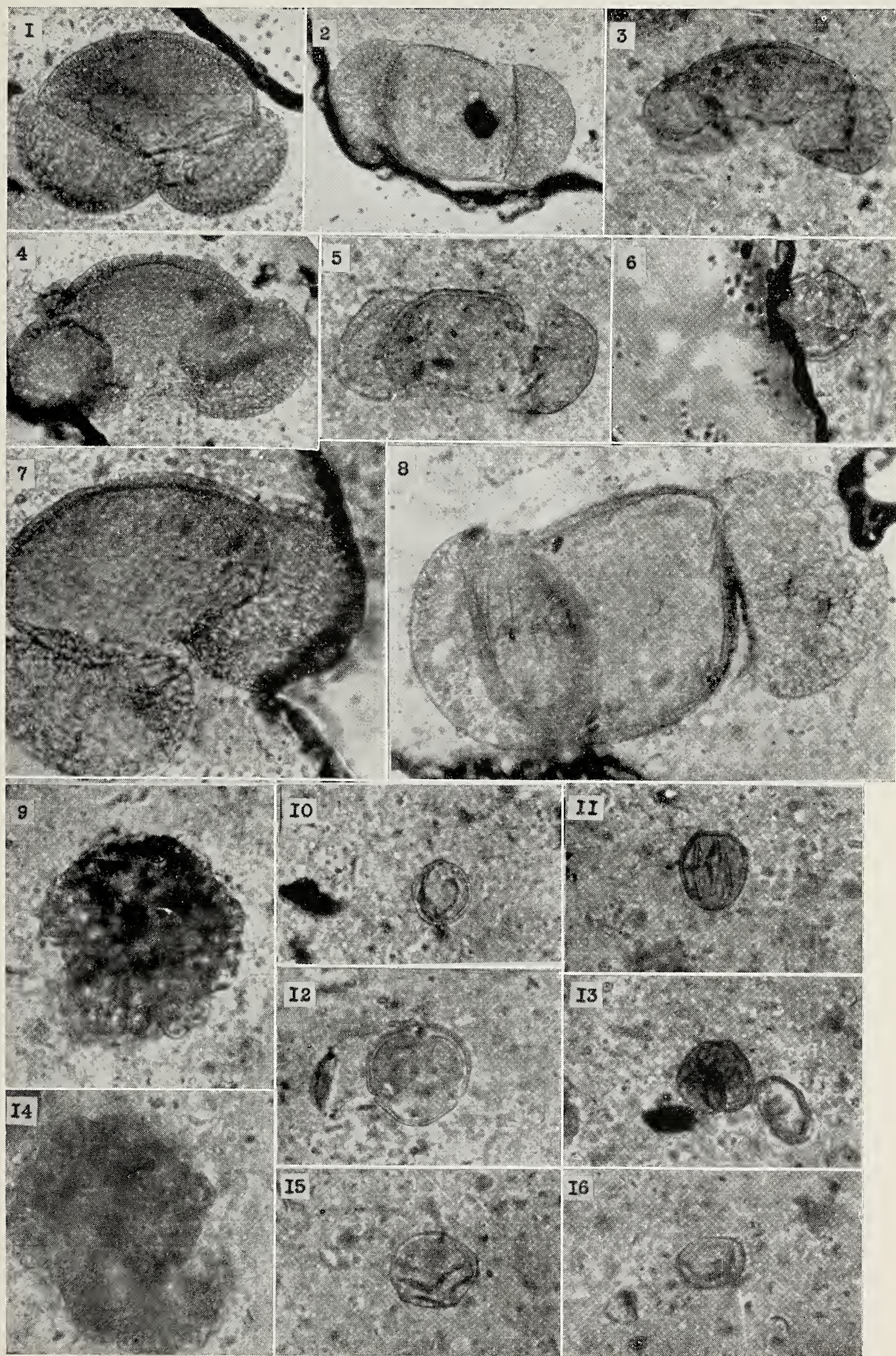
Figg. 6, 10, 11. — *Quercus*

Figg. 9, 14. — *Forme indeterminate*

Fig. 12. *Tilia*

Fig. 13. *Ericacea*

Figg. 15, 16. — *Carpinus*


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Boll. Soc. Natur. in Napoli
vol. 77, 1968, pp. 481-497, 4 figg., 4 tabb.

Ricerche sulla fauna del Sarno

II. - Studio ecologico di una zona del corso inferiore

Nota dei soci P. BATTAGLINI, A. PIERANTONI e della dott.ssa G. PERCUOCO

(Tornata del 28 giugno 1968)

Riassunto. — Gli Autori, in questa seconda nota della serie « Ricerche sulla fauna del Sarno », riportano gli studi effettuati in una zona del corso inferiore del fiume Sarno.

La fauna ivi albergante, costituita da 25 specie appartenenti a 6 *phyla* animali, è legata nella sua distribuzione alle caratteristiche fisico-chimiche dell'acqua. Gli esami fisico-chimici hanno messo in luce che questa zona ha acque con proprietà tipiche di ambiente polisaprobio. Le analisi faunistiche convalidano i dati fisico-chimici per l'abbondanza in tale zona di animali di acque molto inquinate.

Viene messo in evidenza che le variazioni quantitative temporali sono da ascrivere all'accresciuta preponderanza degli individui delle specie tipiche di acque inquinate.

Anche in questa zona sono state rilevate differenze tra le comunità animali alberganti sulle due sponde, legate alla peculiarità del corrispondente habitat.

Summary. — In this second note of the series « Investigations about the fauna of Sarno river » we report a study on a tract of lower river.

The fauna, which has been found to be constituted from 25 species belonging to six *phyla*, depends in its distribution on the physico-chemical properties of the water. The physico-chemical tests show this tract is characterized by waters typical of a polysaprobic environment.

The same conclusion is obtained by the study of the fauna, which reveals in this tract a prevalence of animals typical of very polluted waters.

Temporal quantitative variations have been observed; howerer we ascribe them to an augmented preponderance of individuals belonging to the species typical of polluted waters.

In this tract between the animal communities inhabiting each of the two river sides we have found also qualitative differences connected with the properties of the corresponding habitat.

1. Introduzione.

In una prima nota della serie « Ricerche sulla fauna del Sarno » (Battaglini e coll., 1967) abbiamo riportato le caratteristiche fisiografiche del fiume Sarno e gli aspetti ecologico-faunistici della sorgente e del corso superiore. L'esame delle proprietà ambientali e della fauna ha fatto notare che tale porzione del Sarno ha tutti i caratteri di un fiume ad acque ossigenate e naturali con organismi animali tipici di ambiente torrentizio. Un confronto effettuato tra le due sponde contrapposte ha messo in evidenza che le diversità quantitative e qualitative della fauna erano legate essenzialmente alle variazioni di velocità delle acque ed alla vegetazione sommersa ed emergente.

In questa seconda nota viene riportato lo studio delle interrelazioni ecologiche degli organismi animali viventi in una zona del tratto inferiore del fiume Sarno, posta quasi alla foce.

Ciò perchè si era notato che gli affluenti principali del fiume, ossia la Cavaiola e il canale di S. Antonio Abate, avevano acque con caratteri fisico-chimici macroscopici molto alterati dalla immissione in essi di scarichi industriali e urbani. (Si tenga presente che questi due affluenti attraversano aree a denso insediamento umano). Inoltre, anche lungo tutto il corso medio e inferiore del Sarno si immettono direttamente effluenti urbani ed industriali.

La scelta, perciò, di una zona posta a circa 1 Km. dalla foce è parsa opportuna in quanto in essa zona si possono trovare sommate le caratteristiche fisico-chimiche e faunistiche della porzione a monte variamente modificate dalla presenza delle immissioni suddette. L'analisi ecologico-faunistica è stata eseguita sulle sponde sinistra e destra studiando essenzialmente gli aspetti fisico-chimici dell'acqua e gli invertebrati alberganti a ridosso della vegetazione sommersa.

2. Metodiche.

Per lo studio della fauna e delle caratteristiche ambientali della zona del tratto inferiore del fiume Sarno, sono stati effettuati tre prelievi (16/7/1967, 8/10/1967, 12/11/67) in concomitanza a peculiari aspetti metereologici e stagionali che potevano influenzare la portata fluviale e la natura dell'acqua.

In ogni prelievo sono stati effettuati campionamenti della fauna e dell'acqua; per la fauna, lungo le sponde destra e sinistra; per l'acqua, che con le sue proprietà fisico-chimiche rappresenta in pratica l'ambiente, venivano effettuati prelevamenti lungo la sponda sinistra, destra ed al centro del corso d'acqua.

I campionamenti faunistici e fisico-chimici venivano effettuati contemporaneamente ed in zone adiacenti.

2. 1. *Metodi fisico-chimici.*

I prelievi d'acqua da utilizzare per le determinazioni fisicochimiche sono stati effettuati a circa 15 cm. di profondità tramite una doppia serie di bottiglie di polietilene scura di 250 ml. e 1000 ml. L'acqua delle prime veniva utilizzata per la determinazione dell'OD previo immediato tamponamento con $MnCl_2$ e K J in soluzione alcalina, mentre quella delle bottiglie da 1000 ml. veniva raccolta per le altre determinazioni.

La temperatura dell'aria e dell'acqua è stata rilevata con termometri a mercurio e con contenitore aventi una precisione di $\pm$ 0,5°C.

Il pH è stato determinato: sul posto con cartine colorimetriche indicatrici, in laboratorio tramite piaccometro.

Gli elettroliti, l'OD, il BOD, il saggio di stabilità, le sostanze organiche complessive, il residuo secco e la silice, sono stati determinati con metodiche consigliate dall'O.M.S. e indicate dagli « Standard Methods », e che verranno riportate in dettaglio in una prossima nota delle « Ricerche sulla fauna del Sarno ».

2. 2. *Metodi faunistici.*

Il prelievo dei campioni della fauna fluviale è stato effettuato per mezzo di un retino circolare con diametro di cm. 18, di ml. 1850 di capienza e con apertura di ciascuna maglia di 0,1 mm. Ogni campionamento è stato fatto in un tempo costante, 10 minuti circa, retinando contro corrente per sei volte consecutive e facendo filtrare per ogni singola retinata quasi tutta l'acqua. In tal modo si sono filtrati circa 11 litri d'acqua concentrando sul fondo gli animali. Ogni campione veniva conservato in singoli boccacci rettangolari di eltex-polietilene da 500 ml. riempiti fino a 250 ml. ed etichettati.

La cernita ed il riconoscimento della fauna furono eseguiti in laboratorio, dopo aver aggiunto piccole quantità (circa 1%) di formalina all'insieme prelevato. Per l'identificazione ed il conteggio degli

animali si fece uso di microscopi stereoscopici da dissezione con ingrandimenti variabili da 5 × a 50 ×.

Per l'identificazione e lo studio degli esemplari più piccoli (Turbellari, Rotiferi, etc...) furono approntati vetrini previa fissazione in appropriati liquidi ed eventuali colorazioni.

3. Risultati.

3. 1. *Proprietà fisico-chimiche.*

I dati fisico-chimici, riportati nella tabella I sono relativi ai tre campionamenti da noi effettuati nella zona studiata.

Come si nota per ogni prelievo è stato dato un unico valore, rappresentante la media dei dati relativi alla sponda destra, sinistra e centro fiume, poichè i tre suddetti valori non mostravano alcuna differenza apprezzabile. Contrariamente a quanto esposto nella prima nota (Battaglini e coll. l. c.), le proprietà fisico-chimiche dell'acqua del tratto del corso inferiore del Sarno sono proprie di un'acqua fortemente inquinata appunto per le ragioni già esposte precedentemente (v. parag. 1).

I valori del pH sono pressocchè identici nei due primi prelievi e sono propri di un'acqua lievemente alcalina e quello in data 12/11 tende più verso l'alcalinità. L'alcalinità espressa in $CaCO_3$ è pressocchè identica, mentre l'OD sia in p.p.m. che in % di O_2 saturato presenta un notevole abbassamento nel campionamento effettuato l'8/10/1967. Il BOD conferma i valori dell'OD verificandosi in tale data un innalzamento intorno ad una concentrazione di 6 p.p.m. che si nota anche in data 12/11.

Le sostanze organiche *in toto* presentano pressappoco gli stessi valori con un piccolo aumento in data 16/7. Rispetto agli elettroliti, l'NH_4^+, nei prelievi dell'8/10 e del 12/11, ha una notevole concentrazione che si può considerare vicino al valore in cui i pesci hanno difficoltà di sopravvivenza (Alabaster e Herbert, 1954).

L'NO_2^- è notevole nel prelevamento del 12/11 mentre per gli altri due si mantiene su valori piuttosto modesti. La concentrazione dell'Al^{+++} aumenta nei due prelievi dell'8/10 e del 12/11 rispetto al primo prelevamento. Gli altri ioni si mantengono su dati quasi costanti, sia pure con una media piuttosto alta; ma dobbiamo ricordarci che ci troviamo di fronte ad un'acqua con caratteristiche alterate.

Abbiamo effettuato da ultimo il test al permanganato per renderci

TABELLA I.

DATI CHIMICO-FISICI°

	16/7/67	8/10/67	12/11/67
Temperatura ambiente in °C.	28,2	25	17
Temperatura acqua in °C.	17	15	12,2
pH	7,30	7,25	7,80
Durezza	202	223	202,15
Alcalinità	410	405	395
OD	1,49	0,76	2,52
OD (% O_2 sat.)	16,44	8,17	26,76
BOD	4,66	6,08	6,38
Sostanze organiche	1,84	1,41	1,24
Residuo secco a 110 °C.	632	650	786
Residuo secco a 180 °C.	-	580	630
Silice	56,0	50,0	45,0
NO_2^-	0,03	0,015	0,10
NO_3^-	0,03	0,05	0,01
Cl^-	17,05	35,0	10,50
SO_4^{--}	90,46	92,0	81,30
PO_4^{--}	3,05	3,00	3,03
Al^{+++}	1,52	2,58	2,74
NH_4^+	0,05	0,60	0,50
Fe^+	0	0	0
Cu^{++}	0	0	0
Cd^{++}	0	0	0
Saggio di stabilità	aerobio	aerobio	aerobio

°Tutti i dati sono espressi in p p.m. eccetto : temperatura ambiente, temperatura acqua e pH.

conto del tipo di inquinamento di questa zona del corso inferiore. Dal rapporto 4h/3′ secondo la tecnica suggerita da KLEIN (1962), abbiamo potuto desumere che il tipo di inquinamento sta tra l'industriale ed il domestico essendo tale rapporto uguale a 2,80.

Ciò rappresenta una conferma ai dati analitici avuti che facevano supporre un'immissione nel fiume Sarno di effluenti fecali e industriali.

3.2. *Caratteri e struttura della comunità animale.*

La comunità animale da noi individuata complessivamente, ossia nei tre prelievi, è riportata nella tabella II ove sono elencati i valori della abbondanza che ogni specie ha avuto durante ogni prelievo.

TABELLA II.

Elenco generale della fauna e sua distribuzione temporale e spaziale. (S = sponda sinistra; D = sponda destra).

PRELIEVI / FAUNA	Numero compl. individ.	16/7/67		8/10/67		12/11/67	
		S	D	S	D	S	D
PLATELMINTI							
Phoenocora unipunctata	76	1		6	65	4	
Microstomum lineare	28	8		20			
Dendrocoelum lacteum	4						4
Stenostomum leucops	200			155	45		
Mesostoma lingua	30			30			
ROTIFERI							
Philodina citrina	27	15	4				8
Rotaria neptunia	88			49	39		
Testudinella patina	1						1
NEMATODI							
Rhabdolaimus sp.	33			6	2	6	19
MOLLUSCHI							
Gasteropodi							
Paludina vivipara	2					2	
ANELLIDI							
Oligocheti							
Tubifex tubifex	72	1		34	9	11	17
Aelosoma hemprichi	49	1		30	3	6	9
Branchiobdella sp.	123			123			
Chaetogaster sp.	58			6	7	38	7
ARTROPODI							
Crostacei							
Cladoceri							
Daphnia longispina	2						2
Copepodi							
Euciclops agilis	495	45	22	38	119	177	94
Cyclops strenuus	97	8	6	7	23	35	18
Isopodi							
Asellus aquaticus	1	1					
Asellus fluviatilis	21			4	6	10	1
Insetti							
Emitteri							
Corixa sp.	1	1					
Coleotteri							
Haliplus lineatocollis	1			1			
Tricotteri							
Oxyethira sp.	1	1					
Ditteri							
Chironomus thumni (larve)	24	8	3	3		10	
Chironomus plumosus (larve)	4					4	
Chaoborus sp. (ninfe)	2	1				1	
ZOOCENOSI	1440	91	35	512	320	304	178

In tale tabella si può notare che il numero totale degli organismi ammonta a 1440, così distribuiti nei tre prelievi: 126 nel primo, 832 nel secondo, 482 nel terzo. Da questa ripartizione è evidente che non esiste una uniformità nel numero delle zoocenosi nei tre momenti. Ciò risulta anche dal confronto delle diversità quantitative dei campioni raccolti in corrispondenza delle due sponde. Difatti, mentre sulla riva sinistra, durante il primo campionamento, si raccolgono 91 animali appartenenti a 12 specie diverse, in quella di destra ne sono presenti 35 di solo 4 specie. In occasione dell'indagine dell'8/10/1967, erano registrati 512 animali raggruppati in 15 specie sulla sponda sinistra; sull'altra si rilevavano 11 specie con 320 esemplari. Infine il 12/11/1967, alle 12 specie con 304 individui presenti sulla parte sinistra, si contrapponevano, sulla riva opposta, 178 individui appartenenti a 10 specie.

Dalla stessa tabella si osserva che l'insieme delle zoocenosi è ascrivibile a sei *phyla* (Platelminti, Rotiferi, Nematodi, Molluschi, Anellidi e Artropodi). Gli Artropodi per il loro numero elevato, 649, e per la derivante percentuale (56,9 %) sono nettamente predominanti sul numero totale degli animali. Seguono i Platelminti in numero di 338, corrispondenti al 23,4 %; poi i 302 Anellidi rappresentanti il 20,9 %; i 116 Rotiferi con l'8 %; i Nematodi con 33 esemplari, pari al 2,3 %; ed infine gli unici 2 Molluschi pari allo 0,1 %.

Tra gli Artropodi le complessive 11 specie sono così ripartite: 5 nel *subphylum* dei Crostacei e le rimanenti sei in quello degli Insetti. Tuttavia i Crostacei sono chiaramente abbondanti (616 individui), mentre gli Insetti sono poco numerosi (33 esemplari).

3. 3. *Analisi qualitativa e quantitativa della comunità animale.*

L'aspetto complessivo dei rapporti qualitativi e quantitativi della comunità è espresso dalla fig. 1.

Il raggruppamento è fatto in taxa per far meglio risultare i rapporti intercorrenti tra i vari gruppi faunistici (1).

Si può quindi notare che dal punto di vista percentuale il maggior gruppo è quello dei Copepodi, cui seguono i Platelminti e gli Oligocheti. Questi taxa, essendo caratteristici di ambiente inquinato, di già indicano la condizione limitante di tale porzione del fiume Sarno.

---

(1) Per la comodità e l'importanza dell'utilizzazione dei gruppi tassonomici « Taxa » vedi BATTAGLINI e coll. (l. c.).

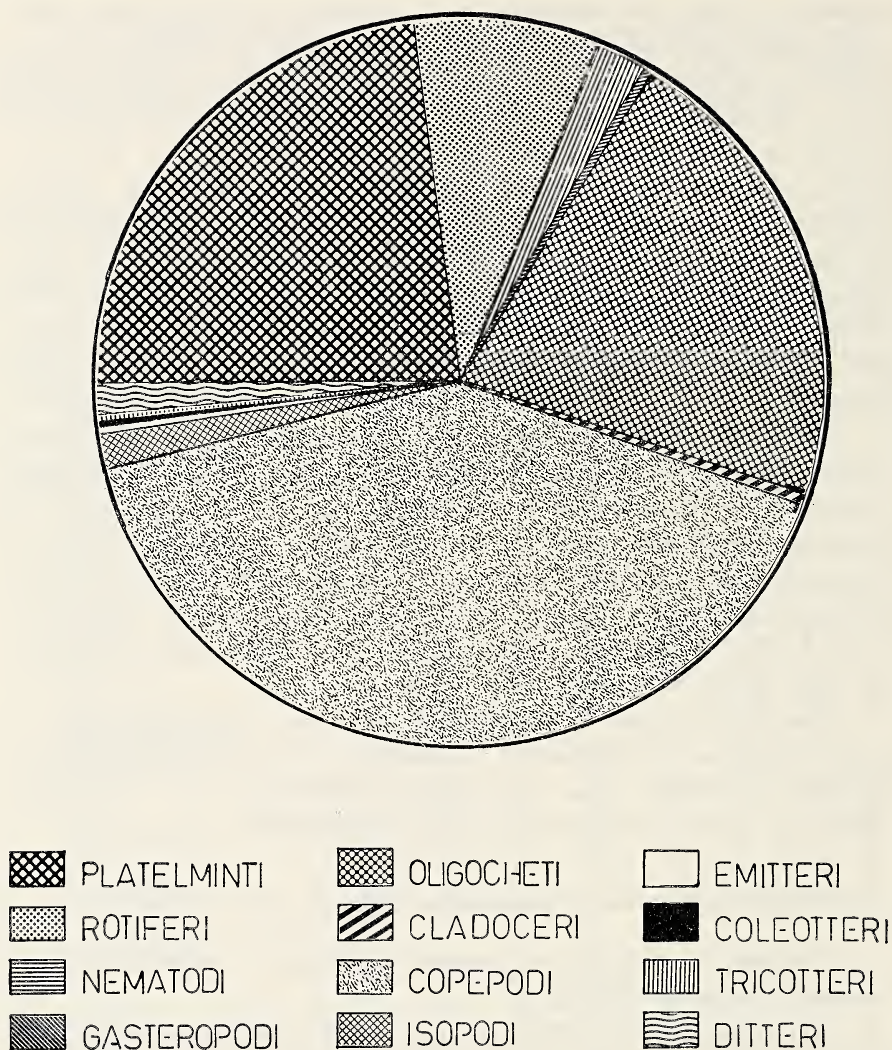


Fig. 1. — Composizione percentuale della Zoocenosi totale raccolta durante i tre prelievi.

I rapporti più significativi dell'insieme della comunità è però opportuno vederli in quel tipo di analisi riportato dalla tabella III, ove sono i valori percentuali di ogni specie rispetto alla zoocenosi.

TABELLA III.

Valori della dominanza. (S = sponda sinistra; D = sponda destra).

FAUNA / PRELIEVI	16/7/67		8/10/67		12/11/67		Totali
	S	D	S	D	S	D	
PLATELMINTI							
Phoenocora unipunctata	1,1		1,2	20,3	1,3		5,3
Microstomum lineare	8,8		3,9				2,0
Dendrocoelum lacteum						2,2	0,3
Stenostomum leucops			30,3	14,1			13,9
Mesostoma lingua			5,9				2,1
ROTIFERI							
Philodina citrina	16,5	11,4				4,5	1,9
Rotaria neptunia			9,6	12,2			6,1
Testudinella patina						0,6	0,07
NEMATODI							
Rhabdolaimus sp.			1,2	0,6	2,0	10,7	2,3
MOLLUSCHI							
Gasteropodi							
Paludina vivipara					0,7		0,1
ANELLIDI							
Oligocheti							
Tubifex tubifex	1,1		6,6	2,8	3,6	9,5	5,0
Aelosoma hemprichi	1,1		5,9	0,9	2,0	5,1	3,4
Branchiobdella sp.			20,0				8,5
Chaetogaster sp.			1,2	2,2	12,5	4,0	4,0
ARTROPODI							
Crostacei							
Cladoceri							
Daphnia longispina				0,6			0,1
Copepodi							
Eucyclops agilis	49,4	62,9	7,4	37,2	58,2	52,8	34,4
Cyclops strenuus	8,8	17,1	1,4	7,2	11,5	10,1	6,7
Isopodi							
Asellus aquaticus	1,1						0,07
Asellus fluviatilis			0,8	2,0	3,3	0,6	1,5
Insetti							
Emitteri							
Corixa sp.	1,1						0,07
Coleotteri							
Haliplus lineatocollis			0,2				0,07
Tricotteri							
Oxyethira sp.	1,1						0,07
Ditteri							
Chironomus thumni (larve)	8,8	8,6	0,6		3,3		1,7
Chironomus plumosus (larve)					1,3		0,3
Chaoborus sp. (ninfe)	1,1				0,3		0,1

Questa tabella è stata già espressa con valore riassuntivo nella fig. 1 per cui sembrerebbe un doppione della suddetta figura. Ciò non è vero, perchè la tabella esprime i rapporti percentuali di ogni specie ossia l'influenza che ogni singola specie ha sul complesso del campionamento, sia in senso temporale che spaziale, cioè durante ogni prelievo ed in ogni sponda.

Da questa tabella si nota che esistono specie che rappresentano la maggior percentuale sia nei riguardi di tutti i prelievi che nell'ambito del proprio *phylum.* Si fanno queste differenze perchè alcune specie sono più rappresentate in ogni prelievo, mentre altre lo sono nel totale. Così fra i Platelminti si evidenzia *Stenostomum leucops* (200 individui); tra i Rotiferi *Rotaria neptunia* (88 esemplari); tra i Crostacei *Eucyclops agilis* (495 campioni); tra gli Insetti *Chironomus thumni* (24 rappresentanti).

Per esaminare meglio l'aspetto quantitativo si è proceduto allo allestimento della tabella IV che esprime i rapporti percentuali di ogni singolo taxon ed il numero di specie con il quale esso è rappresentato.

Questa tabella, infatti, riporta l'insieme di 12 taxa (Platelminti, Rotiferi, Nematodi, Gasteropodi, Oligocheti, Cladoceri, Copepodi, Isopodi, Emitteri, Coleotteri, Tricotteri e Ditteri) che più significativamente rappresentano la fauna esaminata.

L'esame comparativo dei taxa e delle specie fa notare che mentre il numero di specie è minore nel primo prelievo e quasi uguale negli altri due, quello dei taxa è pressocchè uniforme in tutti i campionamenti.

Del resto anche la fig. 1 mostra quali taxa abbiano un ruolo preponderante nelle comunità. Infatti mentre il rapporto percentuale 55-45 tra non-Artropodi (tale termine ha solo valore di raggruppamento faunistico e non sistematico) ed Artropodi fa notare la preponderanza dei primi rispetto ai secondi, se invece si esaminano i soli taxa, il gruppo preponderante (41,1 % della intera comunità) è quello dei Crostacei Copepodi.

Per giunta questi ultimi sono presenti in misura preponderante con la specie *Eucyclops agilis* che quindi, secondo la dizione di Weis-Fogh (1948), è dominante e costante sia nel tempo che nello spazio.

Al secondo posto si ritrova *Stenostomum* con il 14 % ed infine al terzo *Branchiobdella* con l'8,5 %.

Per analizzare l'andamento della comunità nel tempo e per sponde mediante la contrapposizione di valori quantitativi degli individui, delle specie e dei Taxa, si sono adoperati i grafici riportati nelle figg. 2, 3 e 4.

Nel grafico della fig. 2 si può notare un aumento costante di individui dal prelievo 16/7 al prelievo 8/10, mentre tra quest'ultimo ed il 12/11 si verifica una brusca variazione negativa. Inoltre la sponda destra presenta una densità faunistica sempre minore rispetto a quella della sinistra.

TABELLA IV.
Distribuzione percentuale dei *taxa* (a) e numero di specie (b).

TAXA		16/7/67	8/10/67	12/11/67
PLATELMINTI	a	7,1	38,5	1,6
	b	2	4	2
ROTIFERI	a	15,1	10,6	1,9
	b	1	1	2
NEMATODI	a		1,0	5,2
	b		1	1
GASTEROPODI	a			0,4
	b			1
OLIGOCHETI	a	1,6	25,5	18,2
	b	2	4	3
CLADOCERI	a		0,2	
	b		1	
COPEPODI	a	64,3	22,4	67,2
	b	2	2	2
ISOPODI	a	0,8	1,2	2,3
	b	1	1	1
EMITTERI	a	0,8		
	b	1		
COLEOTTERI	a		0,1	
	b		1	
TRICOTTERI	a	0,8		
	b	1		
DITTERI	a	9,5	0,4	3,1
	b	2	1	3
Numero complessivo di specie		12	16	15
Numero dei Taxa		8	9	8

La fig. 3 illustra l'andamento delle specie durante i 3 prelievi che è simile a quello già descritto degli individui. Anche qui si verifica il culmine in rapporto all'8/10 e la preponderanza di specie nella zona sinistra rispetto alla riva opposta.

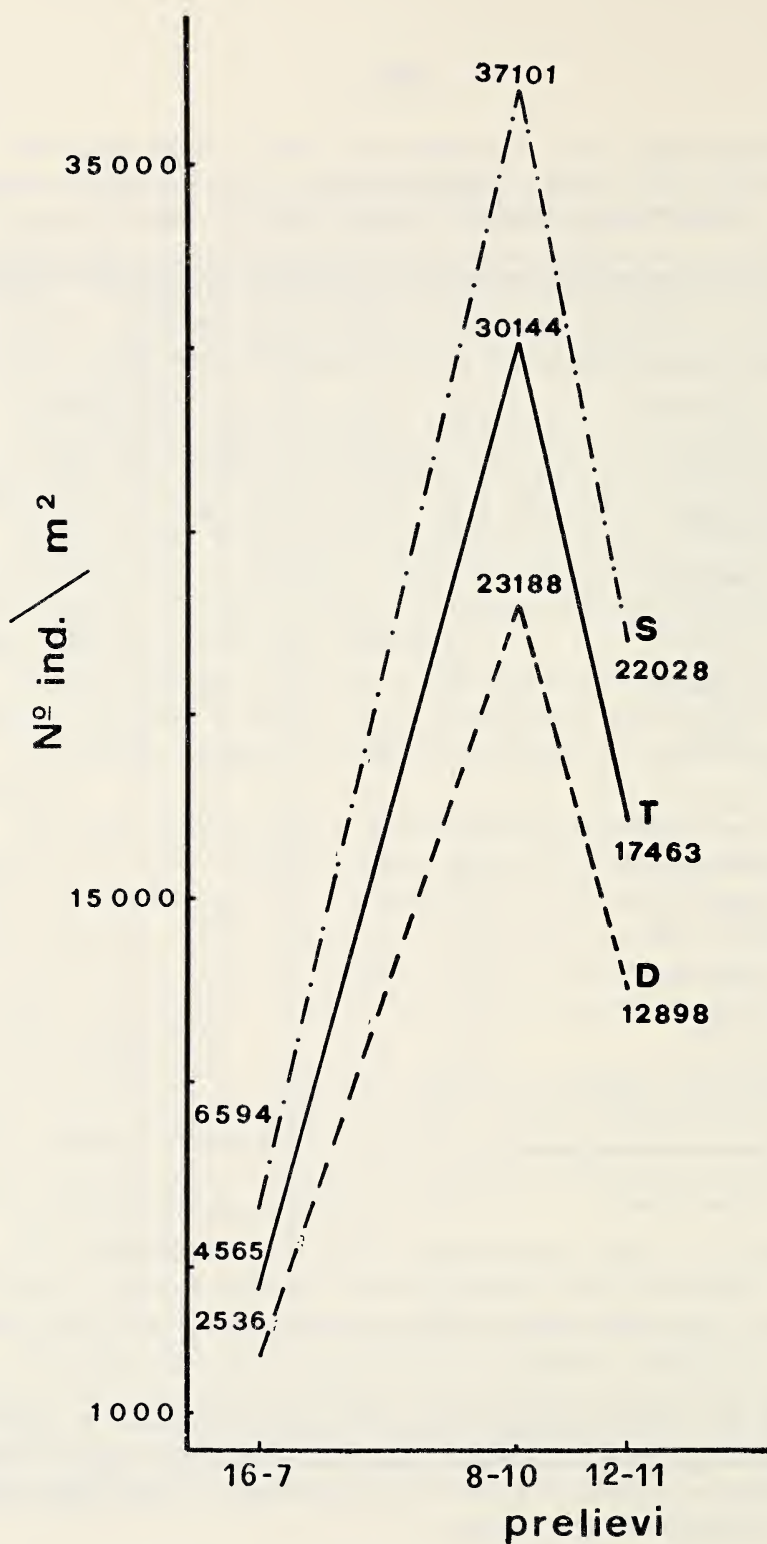


Fig. 2. — Variazioni in numero di individui per m² durante i prelievi. (S = sponda sinistra; D = sponda destra; T = intera zona).

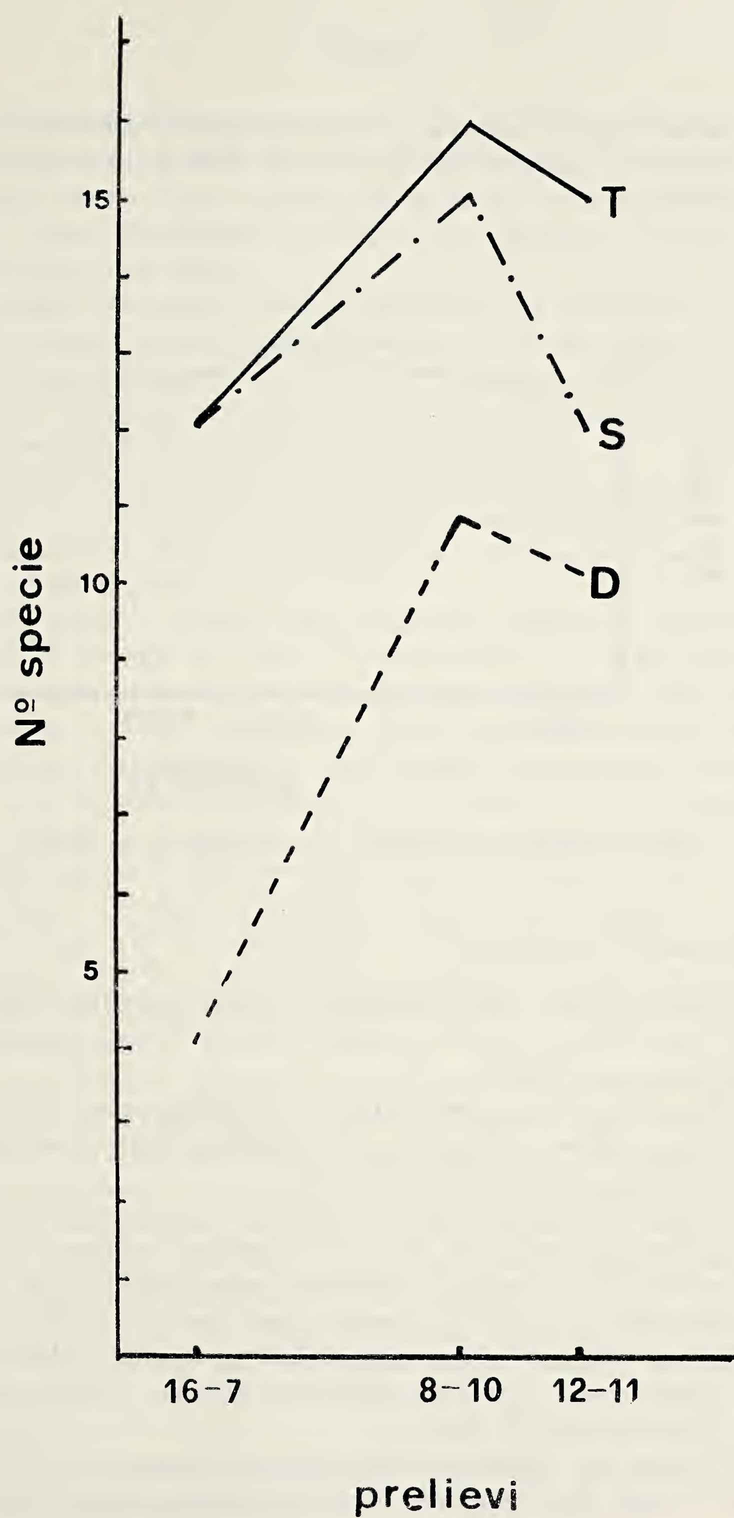


Fig. 3. — Variazioni in numero di specie durante i prelievi (S = sponda sinistra; D = sponda destra; T = intera zona).

Anche il grafico della fig. 4, ottenuto con la distribuzione temporale dei taxa, si presenta identico con un culmine in occasione dell'8/10/67.

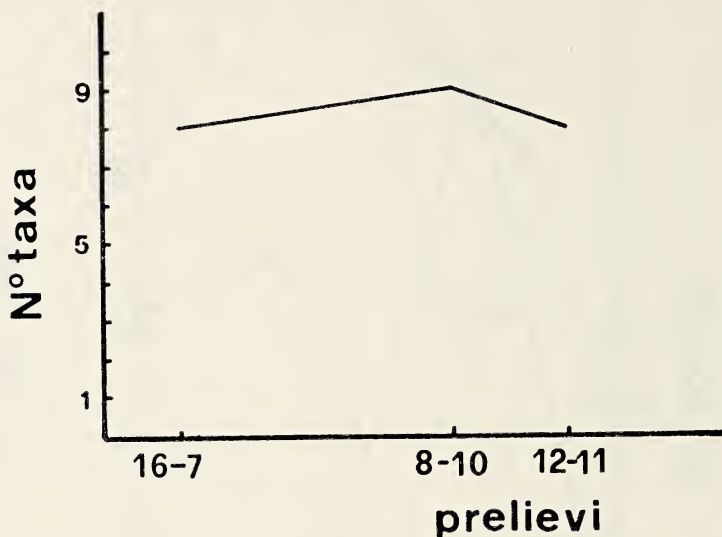


Fig. 4. — Variazioni in numero di *taxa* durante i tre prelievi.

4. *Discussione e conclusioni.*

Queste ricerche sugli Invertebrati presenti nell'ultimo tratto del fiume Sarno, hanno messo in evidenza che gli animali ivi localizzati appartengono a sei phyla.

Tale numero, in senso assoluto, indicherebbe che la comunità faunistica è piuttosto eterogenea e che quindi nell'habitat esaminato i fattori ecologici hanno limiti molto ampi.

Invece i dati fisico-chimici indicano che le proprietà dell'acqua di tale zona sono quelle di un'acqua fortemente inquinata. Infatti si può agevolmente osservare un bassissimo valore dell'OD e, di contro, un alto valore del BOD. La presenza degli ioni NO_2^-, NO_3^-, NH_4^+ ed SO_4^{--} è indice di una notevole polluzione in atto. L'elevato tasso del « Residuo secco » e delle « Sostanze organiche » spiega ancora il forte intorbidamento del fiume.

Il valore più indicativo, rispecchiante un'accentuazione dei dati negativi, legata al prelievo 8/10, è di 0,76 p. p. m. e di 8,17% di OD.

Questo notevole abbassamento può attribuirsi, probabilmente, alla minore portata del fiume durante tale prelevamento, in relazione alla maggiore magra estiva, ed alla concomitanza con il periodo di maggiore attività dell'industria conserviera, che abbonda nel bacino idrografico del fiume Sarno.

Queste osservazioni farebbero ipotizzare una diminuzione assoluta della zoocenosi fluviale in corrispondenza a tale data; invece dai dati della indagine biologica si nota un vero e proprio aumento della fauna durante tale massimo inquinamento. La zoocenosi infatti ammonta sulle due sponde ad un totale di 832 individui.

Rilevato che l'esame biologico quantitativo non spiega questa apparente contraddizione, è necessaria un'attenta osservazione, soprattutto qualitativa, delle specie riscontrate; a tale scopo ci siamo serviti delle tabelle II e III.

In queste si osserva che l'aumentato numero di individui del prelievo 8/10 (832 sui 126 del primo prelievo e sui 482 del terzo) è causato non da una più o meno equa ripartizione degli animali appartenenti ai vari phyla, ma dalla preponderanza degli individui del *phylum* dei Platelminti e degli Anellidi rispettivamente rappresentati da 321 esemplari pari al 38,5% e da 212 con il 25,75% di dominanza.

È da tener presente che in tale prelievo aumentano gli individui di tutte le specie di Platelminti ad eccezione di *Dendrocoelum lacteum*.

Inoltre le specie *Phoenocora* (8,5 %), *Microstomum* (2,4 %), *Stenostomum* (24 %), *Mesostoma* (3,6 %), *Branchiobdella* (14,7 %) e *Tubifex* (5,2 %), costituenti nel complesso il 58,4 % della intera zoocenosi di tale prelievo, sono caratteristiche di un ambiente lotico molto inquinato.

Un fenomeno peculiare di tale zona è pure quello della quasi scomparsa dei Platelminti e notevole diminuzione degli Oligocheti nel prelievo 12/11. Ciò può essere messo in rapporto alle migliorate condizioni ambientali (v. tab. I) ed alla maggiore portata del fiume durante tale prelievo, maggiore portata determinata dalle notevoli piogge precedenti a tale data. Per cui si ha una maggiore eterogeneità nella comunità con diminuzione della zoocenosi.

Pertanto, come ora è stato nettamente dimostrato, è evidente che i dati fisico-chimici non smentiscono quelli biologici, ma ambedue confermano la situazione di un ambiente fluviale con acque molto inquinate.

Un altro aspetto interessante che caratterizza tale zona del fiume è quello rappresentato graficamente nelle figure 2, 3 e 4.

Si è già sottolineato che, sia l'andamento del numero degli individui che delle specie, è simile; ossia presenta un picco massimo in corrispondenza dell'8/10/1967. Sembra perciò che questi risultati infirmino quanto invece asseriscono vari A.A. (Hesse *et alia* 1961, Battaglini *et alia* l.c. e così via). Questi rilevano che ad un aumento del numero degli individui corrisponde sempre una diminuzione nella quantità delle specie, ciò a causa, opinano, dell'effetto della selezione ambientale.

Invece i nostri dati non contraddicono, ma convalidano le citate asserzioni. Invero l'aumento numerico degli animali campionati è stato già spiegato come risultante della proliferazione di individui appartenenti a specie di ambiente polisaprobio.

L'aumento delle specie è da mettere in relazione anche alla presenza, fra i Platelminti, sempre in occasione di tale data, di quattro specie sulle cinque ritrovate in tutta la indagine, mentre negli altri prelievi comparivano due su cinque.

Riguardo all'aumento dei taxa, in concomitanza del prelievo 8/10/67, si può constatare dalla tabella IV che i valori sono pressocchè simili. Inoltre, a livello di tali gruppi, non si può avanzare nessuna ipotesi plausibile, per la presenza dei Molluschi assenti il 16/7 e l'8/10, e dei Nematodi assenti soltanto il 16/7.

L'ultimo dato che l'analisi faunistica permette di rilevare è quello relativo alle differenze riscontrate, durante tutti i prelievi, tra le due sponde; poichè si è visto che la riva sinistra è sempre più popolata di quella destra.

Questo fenomeno, a nostro avviso, è da mettere in relazione alle diverse condizioni delle due sponde: la sponda sinistra presenta una maggiore vegetazione della destra, ed in più, su quest'ultima, vi sono diversi nuclei di abitazioni i cui scoli e scarichi sono appunto lungo tale riva. Un altro fatto, che probabilmente determina tale condizione, è lo sbocco poco più a monte, dalla parte destra, del canale di Pompei che convoglia tutte le acque provenienti da tale vicino comune e dalle zone limitrofe.

In ultima analisi possiamo concludere che il tratto inferiore del fiume Sarno ha l'aspetto di un corso d'acqua che i dati fisico-chimici, ecologici e faunistici classificano come notevolmente inquinato.

Istituto di Biologia Generale e Genetica dell'Università di Napoli e Laboratorio Chimico Provinciale - Sezione di Castellammare di Stabia.

BIBLIOGRAFIA

ALABASTER J. S. and HERBERT D. W. N., 1954 - *Influence of carbon dioxide on the toxicity of ammonia.* Nature, **174**, 404, London.

BATTAGLINI P., PIERANTONI A. e PERCUOCO G., 1967 - *Ricerche sulla fauna del Sarno. I. Descrizione del corso d'acqua e dati popolazionistici sugli invertebrati della sorgente ed alto corso.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, 695-711.

HESSE R., ALLEE W. C. and SCHMIDT K. P., 1961 - *Ecological animal geography.* John Wiley & Sons Inc., New York.

KLEIN L., 1964 - *River pollution. I. Chemical analysis.* Butterworths, London.

WEIS-FOGH T., 1948 - *Ecological investigation of mites and collemboles in soil.* Nat. Jutland, 1, 135-270.

Processi verbali delle tornate e delle assemblee generali

Verbale dell'adunanza del 23 febbraio 1968

Presidente: A. Palombi — Segretario: B. D'Argenio

La seduta è aperta alle ore 17,45. Sono presenti i soci: A. Palombi, P. Vittozzi, G. Guzzetta, L. Brancaccio, A. Vallario, S. Augusti, G. Mazzarelli, C. Desiderio.

Presiede la seduta il vice-presidente Prof. Palombi. Dopo la lettura del verbale il Prof. Palombi presenta ai soci la prima parte del volume 75 del Bollettino (anno 1967) che, data la accresciuta mole, vede la luce quest'anno diviso in due parti, e coglie l'occasione per rivolgere al socio Dott. Antonio Vallario il vivo ringraziamento della Società per la sua apprezzata opera di Redattore. La gratitudine del Sodalizio va anche al Dott. Mario Torre, aspirante socio, il quale ha collaborato col Dott. Vallario per la parte iconografica. Non essendoci altro argomento all'o.d.g. e mancando la presentazione di note da parte dei Soci, alle 18,15 la seduta è chiusa.

Verbale dell'adunanza del 29 marzo 1968

Presidente: A. M. Maccagno — Segretario: B. D'Argenio

La seduta è aperta alle ore 17,30.

Sono presenti i Soci: N. Antonucci, L. Brancaccio, A. Palombi, S. Augusti, A. M. Maccagno, A. Lazzari, B. D'Argenio, A. Vallario, V. Zamparelli Torre, P. Vittozzi, M. Moncharmont Zei, T. De Cunzo, T. Pescatore, P. De Castro, A. Pierantoni, R. Scorziello, A. Rodriquez, e numerosi invitati, presenti per la annunziata conferenza del socio Augusti.

Il Presidente avverte i soci che prima della seduta il socio Prof. Selim Augusti parlerà sul tema: « I colori pompeiani ».

Questa iniziativa vuole essere l'avvio ad una serie di conferenze tenute da soci o da studiosi non soci invitati dal Consiglio di Presidenza.

Prende quindi la parola il Prof. Augusti che presenta i risultati dei suoi studi sui colori pompeiani, di cui mostra un ricco campionario.

All'esposizione, estremamente interessante e lungamente applaudita, segue una breve discussione.

Dopo una breve interruzione si passa alla seduta. Il Presidente espone all'assemblea i dati essenziali del bilancio consuntivo 1967 e di quello preventivo 1968. Si procede poi alla nomina dei revisori dei conti che dovranno riferire all'assemblea nella prossima seduta di aprile. Vengono eletti i soci Brancaccio e Pierantoni.

Si discute poi sulla proposta di aumento della quota sociale, che è fra gli argomenti all'o.d.g., e l'assemblea si mostra favorevole all'aumento, che si fissa a lire 4.000.

Si passa infine alle comunicazioni scientifiche.

Il socio Brancaccio presenta una nota dal titolo: « *Sulla genesi delle forme costiere nella Penisola Sorrentina* ».

Il socio Radina fa presentare, tramite il socio D'Argenio, una nota dal titolo: « *Studi geologici ed applicazioni geofisiche in alcuni problemi di ingegneria civile in Puglia e Lucania* ».

Il Presidente,, Prof. A. M. Maccagno, presenta una nota della Prof. Luperto Sinni: « *Nummofallotia apula n. sp., foraminifero del Cretacico Superiore delle Murge* ».

Infine il socio Pescatore e il Dott. Ennio Cocco presentano un lavoro su: « *Scivolamenti gravitativi sinsedimentarî nel flysch del Cilento* ».

Alle ore 19,40, esauriti gli argomenti all'o.d.g., il Presidente dichiara chiusa la seduta.

Verbale dell'adunanza del 26 aprile 1968

Presidente: A. M. Maccagno — Segretario: B. D'Argenio

La seduta è aperta alle ore 17,30.

Sono presenti i soci: B. D'Argenio, I Sgrosso, C. Barbera, P. Vittozzi, B. Scotto di Carlo, A. Pierantoni, G. Mazzarelli, T. De Cunzo, L. Brancaccio, F. Scarsella, A. M. Maccagno.

Letto e approvato il verbale della seduta precedente, il Presidente comunica che è giunta dal Ministero della P. I. l'approvazione della modifica dello statuto e che pertanto nella prossima seduta, dopo che il Consiglio di Presidenza avrà espresso il proprio parere favorevole, si potrà finalmente procedere alla ammissione dei nuovi soci.

Il Presidente dà inoltre notizia ai soci che il Ministero ha disposto per un contributo di L. 800.000 a favore della società e ringrazia il Vice Presidente Prof. Palombi per il suo interessamento in proposito. Mentre il contributo Ministeriale risulta aumentato, anche ad integrazione dello scorso anno, purtroppo il contributo del C.N.R. sarà, quest'anno di L. 500.000, cioè L. 100.000 in meno del solito.

Dopo le comunicazioni del Presidente i soci Brancaccio e Pierantoni, revisori dei conti, leggono la loro relazione relativa al bilancio consuntivo per il 1967, osservando che l'esame dei documenti contabili ha fatto notare la solerzia riposta dai membri del Consiglio Direttivo nello svolgimento delle loro funzioni amministrative.

Infine il Presidente rileva la opportunità di dare mandato al Segretario di rappresentare legalmente la Società presso l'Amministrazione delle Poste, dove è acceso il C. C. postale n. 6/17139.

Ciò sia perchè il socio Prof. Ugo Moncharmont, attuale delegato in quanto ex Segretario della Società, ha chiesto di essere esonerato dallo incarico di rappresentante legale della Società dei Naturalisti presso l'Amministrazione delle Poste, sia perchè in tal modo si semplificherebbe il compito del Segretario, già delegato alla firma del C. C. bancario.

L'assemblea unanime decide di dare mandato al Segretario Prof. Bruno D'Argenio di rappresentanza legale per ogni operazione concernente il C. C. postale del Sodalizio.

Alle ore 18,05, non essendovi comunicazioni scientifiche, la seduta è tolta.

Verbale dell'adunanza del 31 maggio 1968

Presidente: A. Palombi Segretario: B. D'Argenio

La seduta è aperta alle ore 17,40.

Sono presenti i soci: Palombi, Imbò, Pierantoni, De Cunzo, Napoletano, Scandone, Moncharmont Zei, D'Argenio e Brancaccio.

Presiede la seduta il vice Presidente Prof. Palombi, in sostituzione del Presidente.

Letto e approvato il verbale della seduta precedente, il Prof. Palombi comunica ai soci che il Consiglio di Presidenza, riunitosi il 16 maggio, ha deciso di commemorare i Soci Penta, Florio e Malquori, scomparsi il primo da oltre due anni e gli altri più recentemente. La commemorazione del socio Penta è stata affidata al Prof. Scarsella mentre quella del socio Malquori sarà tenuta probabilmente dal socio Prof. Sersale.

Il Prof. Palombi ricorda poi con brevi parole il socio Florio, nato nel 1885 a Napoli e morto nel 1967.

Il Prof. Armando Florio era laureato in Medicina e Scienze naturali. Era stato assistente presso la Clinica psichiatrica, diretta allora da Leonardo Bianchi, e poi medico condotto.

Aveva, infine, insegnato Scienze nei Licei di Rovigno d'Istria, Bengasi, Civitavecchia e da ultimo nel Liceo Mercalli di Napoli dal 1926 al 1956. Aveva partecipato ad entrambe le guerre mondiali.

Si passa poi alle comunicazioni scientifiche. Il Socio Pierantoni presenta una nota dal titolo: « *Azione dei Cianuri e metalli pesanti sulla fauna ittica* ».

Infine il Prof. Palombi comunica che in seguito alla modifica dello statuto che ha reso possibile l'ampliamento del numero dei soci, il Consiglio di Presidenza ha potuto prendere in esame le numerose domande di ammissioni pervenute negli ultimi tre anni, e ha deciso di sottoporle all'assemblea per l'accettazione a norma dell'art. 5 dello Statuto e dell'articolo 9 del Regolamento. Hanno presentato domanda di ammissione:

1) Bonardi dr. Glauco
Presentato dai soci: A. M. Maccagno e F. Scarsella:

2) Battaglini prof. Pietro
Presentato dai soci: B. De Lerma e B. D'Argenio;

3) Cippitelli dr. Giuseppe
Presentato dai soci: B. D'Argenio e A. Ietto;

4) Civita dr. Massimo
Presentato dai soci: P. Nicotera e F. Scarsella;

5) Carrara dr. Eugenio
Presentato dai soci: G. Imbò e P. Vittozzi;

6) Cocco dr. Ennio
Presentato dai soci: F. Scarsella e A. M. Maccagno;

7) Crostella dr. Angelo
Presentato dai soci: U. Crescenti e G. Donzelli;

8) Ciaranfi dr. Neri
Presentato dai soci: A. Vallario e L. Brancaccio;

9) Ciampo dr. Giuliano
Presentato dai soci: A. M. Maccagno e M. Moncharmont Zei;

10) Coppa dr. Maria Grazia in De Castro
Presentata dai soci: A. M. Maccagno e M. Moncharmont Zei;

11) De Riso dr. Roberto
Presentato dai soci: P. Nicotera e F. Scarsella;

12) dè Medici dr. Giovanni Battista
Presentato dai soci: B. D'Argenio e A. Vallario;

13) De Capoa dr. Paola in Bonardi
Presentata dai soci: A. M. Maccagno e M. Moncharmont Zei;

14) Devoto dr. Guido
Presentato dai soci: A. Ietto e B. D'Argenio;

15) Foti dr. Lidia
Presentata dai soci: A. Orrù e F. Badolato;

16) Honsell prof. Edmondo
Presentato dai soci: Palombi e A. M. Maccagno;

17) Luongo dr. Giuseppe
Presentato dai soci: G. Imbò e P. Vittozzi;

18) Luperto dr. Elena
Presentata dai soci: F. Scarsella e P. Scandone;

19) Lirer dr. Lucio
Presentato dai soci: A. Scherillo e B. D'Argenio;

20) Napoleone dr. Giovanni
Presentato dai soci: G. Imbò e P. Vittozzi;

21) Onesto dr. Emma
Presentata dai soci: V. Zamparelli e A. Lazzari;

22) Pieri dr. Piero
Presentato dai soci: A. Vallario e L. Brancaccio;

23) Ruggiero dr. Emma
Presentata dai soci: A. M. Maccagno e A. Lazzari;

24) Vallario prof. Antonio Raimondo
Presentato dai soci: B. D'Argenio e P. Scandone;

25) Ricchetti dr. Giustino
Presentato dai soci: A. Vallario e L. Brancaccio;

26) Saraceno dr. Pasquale
Presentato dai soci: A. Lazzari e A. Ietto;

27) Sarpi dr. Ernesto
Presentato dai soci: F. Scarsella e A. Lazzari;

28) Stanzione dr. Damiano
Presentato dai soci: A. Scherillo e E. Franco;

29) Torre dr. Mario
Presentato dai soci: F. Scarsella e A. M. Maccagno;

30) Taddei dr. Roberto
Presentato dai soci: A. M. Maccagno e F. Scarsella;

31) Valduga prof. Adriano
Presentato dai soci: F. Scarsella e P. Scandone.

Poichè è prevista la votazione segreta e poichè, d'altro canto, una votazione ripetuta per ogni singolo aspirante socio risulta estremamente laboriosa, per l'elevato numero dei candidati, su proposta del socio Prof. Imbò, proposta accolta dall'assemblea, si decide di procedere alla votazione segreta sulla accettazione dei nuovi soci per alzata di mano. Naturalmente qualora ci sia un solo voto contrario alla votazione per alzata di mano si procederà alla votazione segreta per ogni singolo socio.

Si procede pertanto al calcolo dei presenti, a ciascuno dei quali viene distribuita una pallina da introdurre nell'urna. A votazione terminata su 12 soci presenti si contano 12 *si* e nessun *no*.

Si può così procedere alla votazione per alzata di mano.

Tutte le domande di ammissione vengono accolte favorevolmente dall'assemblea.

Alle ore 18,50, esauriti gli argomenti all'o.d.g., il Presidente della tornata Prof. Palombi, dopo essersi compiaciuto per l'accresciuto numero dei soci del nostro sodalizio, garanzia del suo sviluppo e dell'incremento delle sue attività, dichiara chiusa la seduta.

Verbale dell'adunanza del 28 giugno 1968

Presidente: A. M. Maccagno — Segretario: B. D'Argenio

Il giorno 28 giugno 1968 alle ore 17,50, nella Sede Sociale di Via Mezzocannone 8 si è riunita in adunanza ordinaria la Società dei Naturalisti in Napoli. Sono presenti i soci: Maccagno, Scarsella, Barbera, D'Argenio, De Capoa, Taddei, Scandone, Torre, Bonardi, Ciampo, Pescatore, Cippitelli, Cocco, Scorziello, Pierantoni, Battaglini, De Castro, De Cunzo, Parascandola.

Letto e approvato il verbale della seduta precedente, il Presidente dà il benvenuto ai nuovi soci, la cui ammissione è stata decisa durante l'assembdea del 31 maggio 1968. Successivamente il Presidente comunica che è pervenuto alla Società un mandato dell'importo di lire 500.000 quale contributo del C.N.R. (Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie) alla stampa del volume 76 del bollettino. È inoltre pronto anche un mandato di lire 800.000 concesse dal Ministero della Pubblica Istruzione per lo stesso volume 76 che è stato completamente stampato. Il Bollettino della Società dei Naturalisti consta, quest'anno (1967) di due fascicoli, il primo dei quali è stato presentato ai soci il 23 febbraio 1968 e il secondo è stato ultimato nei giorni scorsi. Il Presidente infatti presenta ai soci il secondo fascicolo di 468 pagine, con numerosissime figure e tavole fuori testo che contiene 12 note e i processi verbali delle sedute e si complimenta col Redattore, Dr. Antonio Vallario, per la solerzia e l'impegno dimostrati nel curare la stampa dei due fascicoli.

Si passa poi alle comunicazioni scientifiche: vengono presentate 12 note e una comunicazione verbale del Prof. Parascandola:

1) Alessandri, Scandone, Scarsella: *La parete orientale del Corno Grande* (*Gran Sasso d'Italia*);

2) Battaglini, Percuoco: *Contributo allo studio ecologico e faunistico del lago « La Correa »* (*Vairano, Scalo, Caserta*);

3) Battaglini, Pierantoni, Percuoco: *Ricerche sulla Fauna del Sarno. II. Studio qualitativo e quantitativo sugli invertebrati di tre Zone campione*;

4) Bonardi, De Capoa: *Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo silico marnosa dell'Appennino Lucano. Studio paleontologico e biostratigrafico*;

5) Cippitelli: *Considerazioni sedimentologiche sulle associazioni dei minerali pesanti presenti nel flysch del Cilento occidentale* (*M. Stella*);

6) De Castro: *Sul alcune tallofiti del Mesozoico in Campania. Stratigrafia e paleontologia;*

7) De Castro: *Contributo alle conoscenze stratigrafiche e micropaleontologiche del Mesozoico neritico in Campania*;

8) Radoicic: *Posizione stratigrafica ed estensione areale di alcune brecce mesozoico-terziarie della zona costiera adriatica tra Spalato e Scutari* (*Jugoslavia*);

9)Taddei - Ruggiero: *Brachiopodi triassici della Pietra Maura* (*Lucania*). *Studio paleontologico e statistico*;

10) Sgrosso: *Geologia del M. Bulgheria*;

11) Sgrosso: *Note biostratigrafiche sul cretacico superiore del M. Vesole* (*Salerno*);

12)Sgrosso - Torre: *Su alcuni affioramenti terziari dei dintorni di Monteroduni* (*Matese Sett.*).

Il socio Prof. Parascandola comunica, inoltre, verbalmente un suo: Contributo alla geologia del Somma (Prime osservazioni sulle « Bocche di Bassano » del lettore). La nota della dr. Radoicic viene presentata dai soci Scandone e D'Argenio. e illustrata dal socio Scandone. La seduta è tolta alle ore 20,30.

Verbale dell'adunanza del 25 ottobre 1968

Presidente: A. M. Maccagno — Segretario: B. D'Argenio

Il giorno 25 ottobre 1968 alle ore 17,45, nella sede sociale di Via Mezzocannone, 8 si è riunita in adunanza ordinaria la Società dei Naturalisti in Napoli. Sono presenti i soci: Vittozzi, Civita, Vallario, De Medici, Bonardi De Capoa, Bonardi, De Castro, Ietto, Rodriquez, Torre, Pescatore, Sgrosso, Maccagno, Scarsella, Torre Zamparelli, Moncharmont Zei, Scandone, D'Argenio.

Letto ed approvato il verbale della seduta precedente, il Presidente dà lettura di una lettera della Prof.ssa Onesto, che ringrazia la Società per la sua ammissione al sodalizio, e del socio Prof. Mancini che, in qualità di nuovo Presidente della Società

Geologica Italiana per il prossimo biennio, auspica una fruttuosa collaborazione con la Società dei Naturalisti in Napoli. Su proposta del Presidente, si decide di rispondere con un telegramma di consenso e di auguri per la nomina alla Presidenza della S.G.I.. Infine il Presidente comunica che il vice Presidente Prof. Palombi si scusa di non poter intervenire, perchè convalescente di una operazione chirurgica. Comunica anche il decesso del socio Andreotti e le dimissioni dei soci Cutolo e Antonucci. Avverte i soci che la stampa della prima parte del Bollettino del 1968 (febbraio-giugno) è solo in parte composta e stampata poichè alcuni autori sono ancora in debito dei manoscritti, la cui consegna deve avvenire al più presto e comunque non oltre la fine di novembre.

Si passa poi alle comunicazioni scientifiche.

Il socio Radina presenta un lavoro dal titolo: « *Risultati geologici di perforazioni eseguite nei dintorni di Brindisi* ».

Il sunto relativo viene letto dal Segretario.

Il socio Rodriquez presenta ed illustra un lavoro: « *La caverna del Cervaro (Lagonegro) e i caratteri antropologici dei suoi abitanti* ».

Il socio Scandone, anche a nome della dr. Raika Radoicic di Belgrado, presenta e illustra:

Il socio Luperto presenta due note: « *Microfauna bathoniana del Monte Alpi* » e « *Sulla presenza di Archispirocyclina* ».

I riassunti relativi vengono letti dal Segretario. Alle ore 18,40, esauriti gli argomenti all'o.d.g., la seduta è tolta.

Verbale dell'adunanza del 29 novembre 1968

Presidente: P. Vittozzi — Segretario: B. D'Argenio

Il giorno 29 novembre 1968 alle ore 17,30 nella sede sociale di Via Mezzocannone, 8 si è riunita in adunanza ordinaria la Società dei Naturalisti in Napoli. Sono presenti i soci: Vittozzi, Ietto, Vallario A., D'Argenio, De Medici, Mazzarelli, Lirer, De Cunzo.

Letto ed approvato il verbale della seduta precedente, il consigliere Prof. Pio Vittozzi, che presiede la seduta, comunica che il Presidente è assente perchè ammalato ed il vice Presidente per motivi di lavoro, entrambi si scusano dell'assenza. Il Prof. Vittozzi avverte i soci che la seduta di dicembre, a causa della festività natalizia, viene anticipata al venerdì 20/12/68, come è ormai consuetudine di questi ultimi anni.

Si passa poi alle comunicazioni scientifiche.

La socia Luperto Sinni presenta un lavoro da ltitolo: « *Presenza di Protepeneroplis striato in alcuni strati di calcari colitici del Gargano* ».

Il sunto relativo viene letto dal Segretario.

I soci Brancaccio e Vallario presentano il lavoro: « *Osservazioni geomorfologiche nel tratto di costa compreso tra le foci del Noce e del Lao (Potenza e Cosenza)*.

Alle ore 18,15, esauriti gli argomenti all'o.d.g., la seduta è tolta.

Verbale dell'adunanza del 20 dicembre 1968

Presidente: P. Vittozzi Segretario: B. D'Argenio

Il giorno 20 dicembre 1968 alle ore 17,30 nella sede sociale di Via Mezzocannone 8, si è riunita in adunanza ordinaria la Società dei Naturalisti in Napoli. Sono presenti i soci D'Argenio B., Bonardi G., Torre M., Di Girolamo P., Pescatore T., Lirer L., Sgrosso I., De Cunzo T., Vittozzi P., Cocco E., Vallario A., Rodriquez A.

Letto ed approvato il verbale della seduta precedente, il Consigliere Prof. Pio Vittozzi, che presiede la seduta, informa i soci che il Presidente è assente perchè ammalato ed il vice Presidente per motivi di lavoro. Il Prof. Vittozzi comunica poi che il Consiglio, nell'ultima riunione, ha accolto la richiesta di ammissione di nuovi soci. La nomina a soci sarà decisa nella adunanza generale del mese di febbraio 1969. Nuovi soci: 1) Prof. Arch. Ferdinando Chiaromonte, (domanda 8 dicembre 1968) presentato dai Proff. A. Scherillo e V. Minieri; 2) Arch. Nicola Franciosa (domanda 8/10/68) presentato dai Proff. V. Minieri e A. Parascandola; 3) Dott. Giulio Cesare Borgia (domanda 12/11/68) presentato dai Proff. B. D'Argenio e dal Dott. A. Vallario; 4) Dott. Corrado Gennaro (domanda giugno 1968) presentato dai Proff. G. Imbò e P. Vittozzi; 5) Dott. Vincenzo Catenacci (domanda 23/11/68) presentato dal Prof. B. D'Argenio e dal Dott. Italo Sgrosso; 6) Dott.ssa Raika Radoicic (domanda 6/6/68) presentata dal Prof. B. D'Argenio e dal Dott. P. Scandone; 7) Dott. Vincenzo Fantetti (domanda 3/11/67) presentato dai Proff. B. D'Argenio e T. Pescatore; 8) Dott.ssa Amalia Tavernier (domanda 31/5/67) presentata dal Prof. F. Scarsella e dalla Dott.ssa T. De Cunzo; 9) Prof. Alfredo Paoletti, presentato dai soci Proff. A. M. Maccagno e F. Scarsella.

Il Presidente comunica, inoltre, che il Consiglio Direttivo ha accolto la richiesta degli studenti di Scienze Geologiche e Naturali che desiderano presenziare alle sedute onde poter ascoltare le comunicazioni scientifiche. Comunica, infine, che in seguito alla richiesta di scaffalature per la biblioteca alla Soprintendenza bibliografica di Napoli, è stato effettuato dal vice Soprintendente un sopralluogo, e che ci si augura di poter tra qualche mese vedere accolte almeno in parte le nostre richieste. Si passa, poi, alle comunicazioni scientifiche.

Il socio Ietto A. presenta un lavoro dal titolo: « *Frane di scoscendimento nell'Aspromonte tirrenico (Calabria): cause, sviluppo e proposta di sistemazione* ».

La socia De Cunzo insieme alla Dott.ssa Tavernier presenta il lavoro dal titolo: « *Primi risultati delle indagini polliniche nel bacino lacustre del Vallo di Diano* ».

Il socio Di Girolamo presenta un lavoro dal titolo: « *Contributo allo studio dei mosaici calcistici riempienti le cavità della diagenesi precoce di alcune rocce carbonatiche Cretaciche dell'Appennino Meridionale* ».

Il socio D'Argenio presenta un lavoro dal titolo: « *Fenomeni paleocausici monociclici nell'area geosinclinalica sud-appeninica* ».

Alle ore 18,50, esauriti gli argomenti all'o.d.g., la seduta è tolta.

INDICE GENERALE

PARTE PRIMA

PARTE SECONDA

Finito di stampare
in Napoli
nello Stab. Tip. G. Genovese
il 30 maggio 1969

Direttore responsabile: Prof. MICHELE FUIANO

Autorizzazione della Cancelleria del Tribunale di Napoli - n. B 649 del 29-II-1960

Art. 16. — Dato il tipo di carta adottato per la stampa del Bollettino la maggior parte delle figure andranno inserite nel testo. Le didascalie delle tavole fuori testo saranno inserite nel testo. Le didascalie delle tavole fuori testo saranno inserite nella pagina a fronte della tavola stessa.

Art. 17. — Le illustrazioni nel testo devono essere indicate come figure e portare una numerazione indipendente e progressiva. È consigliabile che gli originali per le illustrazioni siano di dimensioni superiori a quelle definitive (½ o 2 volte quelle definitive). Le dimensioni massime delle figure del testo devono essere di cm 11 × 18.

Art. 18. — Le tabelle andranno contrassegnate con una numerazione indipendente e progressiva. Per eventuali tabelle con dati numerici o elenchi di nomi con segni o grafici è consigliabile preparare un originale ad inchiostro di china o dattiloscritto da cui possa essere ricavato uno zinco. Salvo casi di impossibilità, dette tabelle non dovranno superare le dimensioni di cm 11 × 18.

Art. 19. — Le note a piè pagine devono portare una numerazione indipendente e progressiva dall'inizio del lavoro. Nel dattiloscritto esse vanno presentate a parte, tutte riunite in successione e numerate.

Art. 20. — La bibliografia sarà raccolta alla fine del testo e prima delle didascalie delle tavole fuori testo, e sarà preparata evitando la numerazione progressiva secondo il fac-simile seguente, ad eccezione di quelle discipline per le quali valgono norme internazionali diverse:

Onesto F. 1966 - *Morfologia della regione articolare alare e delle pleure nei plecotteri.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74** (1965), fasc. I, pp. 22-39, 8 figg., 2 tabb., 2 tavv., Napoli.

e cioè nell'ordine:

— cognome dell'Autore in maiuscoletto seguito dalle iniziali del nome, i prefissi di casato (di, de, von, van) premessi al cognome non influiscono sulla posizione nell'ordine alfabetico del cognome di un Autore;

— virgola;

— anno di pubblicazione del lavoro: se dello stesso Autore si citano diversi lavori dello stesso anno, l'anno sarà fatto seguire da lettere alfabetiche minuscole (esempio: 1965a, 1965b, ecc.); nel caso di pubblicazioni accademiche o di periodici che siano editi con data diversa da quella del volume, la data di edizione sarà quella riportata all'inizio, mentre l'altra verrà riportata, tra parentesi tonde, dopo l'indicazione del volume;

— trattino;

— titolo del lavoro completo ed in corsivo (sottolineato nel dattiloscritto);

— punto;

— titolo del periodico abbreviato; per le opere non pubblicate in periodici indicare nell'ordine l'editore e la città presso cui sono state stampate;

— virgola (qui, come dopo ognuno dei dati che seguono);

— serie, ove esiste (per es.: ser. 5,);

— numero del volume in neretto (doppia sottolineatura, la prima semplice e la seconda serpentina, nel dattiloscritto) (esempio: **75**);

— data corrispondente al volume del periodico, tra parentesi tonda;

— numero del fascicolo o di qualsiasi altra suddivisione del volume (helft, part, numero, ecc.), quando si tratti di periodico che non ha la paginazione continua per tutto il volume;

— indicazione della pagina iniziale e finale (esempio: pp. 22-39); se il lavoro non fa parte di un periodico a paginazione progressiva, o quest'ultima non è nota, o il lavoro costituisce da solo un volume, si indica unicamente il totale delle pagine (esempio: 18 pp. o 1 p.);

— indicazione delle figure nel testo con gli estremi della numerazione se essa sia progressiva per il periodico (esempio: figg. 3-12 o fig. 7), o del totale se non lo è (esempio: 12 figg. o 1 fig.);

— indicazione delle tabelle (tab. o tabb.) come per le figure nel testo;

— indicazione delle tavole (tav. o tavv.) come per le figure nel testo;

— città in cui viene stampato il periodico o il volume;

— punto.

Le indicazioni di città, figure, tabelle e tavole sono facoltative ma in genere, in uno stesso lavoro, per ragioni di uniformità esse devono essere fornite per tutte le voci della bibliografia o eliminate per tutte. Si prega comunque di sostituire i numeri romani con cifre arabe, a meno che ciò non ingeneri confusione.

INDICE DELLA PARTE SECONDA


LIBRARIES SMITHSONIAN INSTITUTION
SMITHSONIAN INSTITUTION WASHINGTON D.C.


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION WASHINGTON D.C.


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01315 8548